



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Variabilidad espacio-temporal de los procesos oceanográficos y meteorológicos gobernados por la transferencia de calor latente, sensible y de momento en la cuenca Colombia, mar Caribe

Luis Fernando Pareja Román

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2014

Variabilidad espacio-temporal de los procesos oceanográficos y meteorológicos gobernados por la transferencia de calor latente, sensible y de momento en la cuenca Colombia, mar Caribe

Luis Fernando Pareja Román

Tesis presentada como requisito para optar al título de:
Magíster en Ciencias - Meteorología

Directora:

Nancy Villegas Bolaños, PhD

Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.

Codirector:

Iván Ernesto Pérez Santos, PhD

Universidad de Concepción. COPAS Sur-Austral, Concepción, Chile

Línea de Investigación:

Interacción Océano-Atmósfera y Dinámica del Océano

Grupo de Investigación en Oceanología – Centro de Investigaciones de la Tierra (CENIT)

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2014

Contenido

1. INTRODUCCION	8
2. OBJETIVOS	11
3. JUSTIFICACIÓN.....	12
4. MARCO TEORICO	13
4.1 FLUJOS DE CALOR SENSIBLE Y LATENTE	13
4.3 TRANSPORTE, BOMBEO Y SUCCION DE EKMAN.....	18
4.4 TECNICAS ESTADISTICAS Y BASES DE DATOS EN EL PRESENTE ESTUDIO.....	20
5. MARCO METEOROLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO DE LA CUENCA COLOMBIA.....	25
5.1 ASPECTOS GENERALES Y METEOROLÓGICOS	25
5.2. CORRIENTES OCEANICAS Y SURGENCIAS EN EL MAR CARIBE.....	30
6. METODOLOGIA	32
7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	35
7.1 VARIABLES Y PROCESOS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS.....	35
7.1.1 Temperatura del aire, temperatura superficial del mar y humedad específica	35
7.1.2 Radiación de Onda Larga (OLR)	37
7.1.3 Temperatura Superficial del Mar en la Guajira (SUR)	38
7.1.4 Chorro de Baja Altura del Caribe.....	39
7.2 VARIABILIDAD DEL FLUJO DE MOMENTO	39
7.2.1 Promedio y desviación estándar	39
7.2.2 Ciclo anual del flujo de momento	40
7.2.3 Modos de variabilidad del flujo de momento.....	42
7.2.4 Variabilidad del Bombeo, succión y transporte de Ekman	46
7.3 VARIABILIDAD DE LOS FLUJOS DE CALOR.....	52
7.3.1 Promedio y desviación estándar	52
7.3.2 Ciclo anual de los flujos de calor	53
7.3.3 Modos de variabilidad del flujo de calor sensible	58
7.3.4 Modos de variabilidad del flujo de calor latente	61
CONCLUSIONES	65
BIBLIOGRAFIA.....	67

Índice de figuras

Figura 4.1 Flujos entrantes y salientes de energía en la tierra.....	13
Figura 4.2 Distribución mundial del flujo de calor latente.....	14
Figura 4.3 Distribución mundial del flujo de calor sensible	15
Figura 4.4 Distribución mundial de la velocidad del viento	18
Figura 4.5 Espiral de Ekman.....	19
Figura 4.6 Transporte de Ekman.....	20
Figura 5.1 Área de estudio	25
Figura 5.2 Climatología de la velocidad del viento en el nivel de 250hPa en enero.....	27
Figura 5.3. Ubicación promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).....	27
Figura 5.4 Distribución promedio del viento y presión atmosférica en el mes de junio.....	28
Figura 5.5 Corte vertical del chorro de baja altura del Caribe	29
Figura 5.6. Corrientes superficiales en el mar Caribe para varias estaciones climáticas	30
Figura 5.7. La corriente del Caribe y ubicación promedio de los giros de mesoescala	31
Figura 6.1 Ubicación de puntos para OAFlux y QuikSCAT en el área de estudio.....	32
Figura 6.2 Ubicación de puntos representativos en la cuenca.....	34
Figura 7.1 Temperatura superficial del mar, temperatura del aire y humedad específica.....	36
Figura 7.2 Variabilidad de la radiación de onda larga	37
Figura 7.3 Variabilidad de la Temperatura superficial del mar en la zona de surgencia	38
Figura 7.4 Variabilidad del viento zonal del chorro de baja altura del Caribe.....	39
Figura 7.5 Promedio del flujo de momento en el área de estudio	40
Figura 7.6 Ciclo anual promedio del flujo de momento en la cuenca de Colombia	41
Figura 7.7 Primera Función Empírica Ortogonal del flujo de momento.....	43
Figura 7.8 Segunda Función Empírica Ortogonal del flujo de momento.....	44
Figura 7.9 Tercera Función Empírica Ortogonal del flujo de momento	45
Figura 7.10 Promedio del Transporte y Bombeo de Ekman en el mar Caribe Colombiano	47
Figura 7.11 Ciclo anual promedio del bombeo y succión de Ekman en la cuenca	49
Figura 7.12 Ciclo anual promedio del transporte de Ekman en la cuenca Colombia.....	51
Figura 7.13 Promedio de los flujos de calor sensible y latente en el área de estudio.....	52
Figura 7.14 Ciclo anual del flujo de calor sensible en la cuenca Colombia, mar Caribe.....	55
Figura 7.15 Ciclo anual del flujo de calor latente en la cuenca Colombia, mar Caribe	57
Figura 7.16 Primera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor sensible	58
Figura 7.17 Segunda Función Empírica Ortogonal del flujo de calor sensible.....	59
Figura 7.18 Tercera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor sensible	60
Figura 7.19 Primera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor latente	62
Figura 7.20 Segunda Función Empírica Ortogonal del flujo de calor latente	63
Figura 7.21 Tercera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor latente.....	64

Índice de tablas

Tabla 6.1. Puntos representativos de sub-áreas de la cuenca Colombia, mar Caribe.....	33
Tabla 7.1. Valores de la correlación entre procesos y modos de variabilidad.....	46
Tabla 7.2. Valores de la correlación de Pearson para el flujo de calor sensible.....	60
Tabla 7.3. Valores de la correlación de Pearson para el flujo de calor latente.....	65

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a la Universidad Nacional de Colombia por otorgarme la Beca de Estudiante Sobresaliente de Posgrado, con la cual estudié la maestría durante dos años. Gracias a la profesora Nancy Villegas por recibirme en el CENIT, no sólo durante mi trabajo final de Ingeniería Ambiental sino durante todo el posgrado en Meteorología. En particular resalto su gestión atenta y sus consejos en el transcurso de los últimos cinco años, los cuales coadyuvaron a mi desarrollo personal y profesional. También al profesor Iván Pérez-Santos de la Universidad de Concepción por sus aportes y por su contagiosa motivación hacia el estudio de la oceanografía. Asimismo, agradezco a Tatiana Rodríguez, Diana Díaz e Igor Málikov, quienes me acompañaron con su amistad y valiosos comentarios sobre mi trabajo durante todo este tiempo.

Hago extensiva mi gratitud al Grupo de Oleaje del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE, Ensenada, México) por permitirme desarrollar una estancia académica con ellos. También a los profesores Juan Cordovez y José Arteaga de la Universidad de los Andes, quienes me dieron la bienvenida al seminario de Biología Matemática y Computacional.

A mi familia y amigos, por su constante apoyo durante todo este tiempo.

Resumen

Diez años de datos de viento satelital de SeaWinds y ocho años de datos de OAFlux fueron utilizados para el estudio de la variabilidad de procesos oceanográficos y meteorológicos gobernados por los flujos de calor y momento en la cuenca Colombia, mar Caribe. Se observó que el chorro de baja altura del Caribe tuvo gran influencia en el flujo de momento. El área de su máximo estacional coincidió con la ubicación del flujo de calor latente relativamente alto. El flujo de calor sensible mostró variabilidad significativa en la cuenca, especialmente en el área de la surgencia de la Guajira mientras que el flujo de calor latente estuvo directamente relacionado con la velocidad del viento. El análisis de componentes principales y de correlación mostró el acoplamiento entre la migración meridional de la zona de convergencia intertropical y el flujo de momento. Además, se realizó el análisis de la repuesta del océano superficial ante el flujo de momento en estado estable. El transporte de Ekman tuvo una clara variabilidad estacional y su magnitud fue proporcional a la velocidad del viento.

Palabras clave: flujos mar-aire, calor latente, calor sensible, dinámica de Ekman, cuenca Caribe.

Abstract

Ten years of SeaWinds satellite-borne data and eight years of OAFlux data were used to study the variability of the oceanic and meteorological processes that are driven by momentum and heat fluxes in the Colombian basin, Caribbean Sea. The Caribbean Low Level Jet was observed to have a direct influence on momentum flux. Its area of seasonal maximum coincided with the location of relatively high latent heat flux. The sensible heat flux showed significant variability in the basin especially in the Guajira upwelling area while the latent heat flux was directly related to wind speed. A principal component and correlation analysis showed coupling between the meridional migration of the Intertropical Convergence Zone and the momentum flux. An additional analysis of the steady-state, surface oceanic response to momentum flux was also performed. Ekman transport showed a clear seasonal variability and its magnitude was proportional to wind speed.

Keywords: air-sea fluxes, latent heat, sensible heat, Ekman dynamics, Caribbean basin

1. INTRODUCCION

La capa superficial del océano intercambia constantemente calor, masa y momento con la atmósfera. El balance de estos componentes es de vital importancia para diversas aplicaciones, entre ellas la modelación del clima y el pronóstico del tiempo (Ocampo-Torres et al, 2010). Debido a la importancia de los fenómenos de interacción entre el aire y el mar y su influencia en el clima y la meteorología (Cavaleri et al, 2012), en los últimos años ha aumentado el interés en comprender de una mejor manera la física y la dinámica de los flujos océano-atmosféricos. En particular, el problema de la interacción entre el mar y el aire y su relevancia en modelos del clima y de pronóstico del tiempo atmosférico se remonta hacia la década de los años 70. Cavaleri et al (2012) explican que los oceanógrafos consideraban a la atmósfera como un lugar donde sopla el viento, mientras que para los meteorólogos el océano era simplemente una superficie húmeda. Por fortuna, tanto la brecha científica como la falta de comunicación entre oceanógrafos y meteorólogos han disminuido considerablemente con el tiempo para el beneficio de ambas comunidades.

Lo anterior se empezó a evidenciar con una de las primeras contribuciones en el tema de transferencia de calor por parte de Friehe & Schmitt (1976), quienes propusieron métodos prácticos para la determinación de flujos de calor sensible y latente entre el océano y la atmósfera. La motivación para su trabajo fue la necesidad de determinar estos flujos basándose en mediciones convencionales realizadas en embarcaciones, y no con métodos de alta frecuencia, que requerían tecnología y procesamientos más avanzados. El método de estos autores para calcular dichos flujos se basa en las llamadas fórmulas aerodinámicas para la transferencia de calor, tal como se puede ver en libros de texto más recientes como Stewart (2008) y Hsu (1988).

Por otra parte está el flujo de momento o esfuerzo del viento en la superficie del océano, el cual juega un papel fundamental en la dinámica del mismo ocasionando procesos de mezcla, transporte y bombeo. Para su determinación también es común el uso de fórmulas aerodinámicas como se puede ver en Roll (1965), Hsu (1988) y Jones & Toba (2001). Este flujo es una función de la densidad del aire, el coeficiente de arrastre y el cuadrado de la velocidad escalar del viento. Entre estas variables, la obtención del coeficiente de arrastre como función de la velocidad del viento ha sido un tema de dedicados estudios teóricos y experimentos como por ejemplo con base en mediciones in situ en el Golfo de Tehuantepec (Ocampo-Torres et al, 2010; García-Nava, 2011), entre otros.

Algunos tópicos recientes incluyen el estudio del oleaje para la determinación del flujo de calor y el flujo de momento como se expone en Veron et al (2007) y García-Nava, 2011 respectivamente; así mismo se tienen en cuenta los efectos del spray marino, rompimiento de olas, producción de burbujas, separación de flujo, precipitación y estructuras coherentes en el ambiente acoplado entre el océano y la atmósfera, como lo presentan Soloviev & Lukas (2010), Fairall et al (2009), Mueller & Veron (2010) y otros autores. Con base en las ideas anteriores, se entiende que el problema del balance de calor y momento entre el mar y el aire es dinámico, actual y está en constante evolución, manteniendo su enfoque en aplicaciones climatológicas y meteorológicas.

Cabe mencionar que lo anterior hace referencia a flujos de naturaleza turbulenta. En el balance de calor del océano también interviene un componente radiativo, en el cual se considera el equilibrio entre radiación de onda corta y larga. Este componente, aunque importante para la dinámica del clima, no hizo parte de este estudio.

A nivel internacional se puede ver la importancia del tema de los flujos entre el océano y la atmósfera y la complejidad con respecto a los métodos de obtención de datos con base en varias fuentes de información. Por ejemplo Berry & Kent (2009) propusieron una nueva base de datos para el estudio de la interacción océano-atmósfera incluyendo estimados para la incertidumbre. En esta misma línea está el trabajo de Brunke et al (2003) quienes revisaron doce algoritmos de formulaciones aerodinámicas y determinaron las ventajas y desventajas de cada uno desde el punto de vista de su incertidumbre. Por otra parte Risien & Chelton (2008) desarrollaron una climatología global de vientos en superficie y esfuerzo de viento con base en ocho años de datos del satélite QuikSCAT.

A nivel nacional, y en particular con respecto a la cuenca Colombia, mar Caribe, los estudios sobre interacción océano-atmósfera han estado relacionados principalmente con la ocurrencia de ciclones tropicales, fenómenos de surgencia costera y la variabilidad espacial y temporal de variables oceanográficas y meteorológicas. Por ejemplo, la ocurrencia de huracanes y tormentas tropicales en los últimos años ha sido estudiada por Ortiz-Royero (2007). La surgencia costera de la Guajira, de otra parte, ha sido abordada en los estudios de Andrade & Barton (2005) y Petus, et al (2008). Otra porción de los trabajos en el área fueron enfocados en la variabilidad termohalina (Andrade, 2009), la variabilidad de la temperatura superficial del mar (Ruiz-Ochoa et al, 2012), la dinámica del oleaje (Agudelo et al, 2006), los flujos de CO₂ (Olsen et al, 2004), la modelación de la capa fina del océano (Anduckia, 2006), entre otros. Aunque ha habido un esfuerzo notable en los últimos años en el estudio de la meteorología y la oceanografía de la cuenca, es relativamente poco lo que se conoce sobre la transferencia de calor y momento, su variabilidad espacio-temporal y su influencia en la dinámica de las aguas en la región.

Hay múltiples razones que motivan el estudio de los flujos de calor sensible, latente y momento en la cuenca. Por ejemplo, su influencia en el desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que está asociado a la confluencia de vientos en superficie, bajas presiones atmosféricas y lluvia, la cual modifica la estructura de la capa superficial marina. Por otra parte, es interesante entender su aporte en la surgencia de la Guajira caracterizada por valores relativamente altos en la componente vertical del rotor del esfuerzo de viento en algunas épocas del año (Ruiz-Ochoa et al, 2012), lo cual está relacionado con la presencia de aguas relativamente frías desde enero hasta abril, como fue corroborado por Petus et al (2008).

Otro fenómeno que motiva el interés del estudio de los flujos de calor sensible, latente y momento en la cuenca Colombia es el chorro de baja altura del Caribe (CLLJ por sus siglas en inglés) el cual consiste en un máximo estacional en la componente zonal del viento en el nivel de 925mb, producto de gradientes de presión sobre la región (Wang, 2007). A pesar de que el CLLJ y su variabilidad han sido estudiados extensivamente, no existe a la fecha un trabajo que estudie la posible relación entre éste y los flujos de calor y momento en la cuenca Colombia, mar Caribe.

Con base en la necesidad de investigar sobre la dinámica meteomarina de la cuenca, en el presente trabajo se estudió la variabilidad espacio-temporal de los procesos oceanográficos y meteorológicos que son gobernados por la transferencia de calor latente, sensible y de momento. La información utilizada corresponde a la base de datos de viento satelital de QuikSCAT (www.ifremer.fr) obtenida a través del sensor SeaWinds y a los datos de flujos de calor de OAFlux (<http://oaflux.who.edu>).

La metodología utilizada está basada en el análisis estadístico de datos y de resultados de los flujos de calor y momento. Adicionalmente, se tuvo en cuenta el análisis de la variabilidad espacial y temporal de los flujos por medio del análisis de componentes principales. El período de tiempo para los datos de viento satelital es del 21 de noviembre de 1999 al 21 de noviembre de 2009 y para los flujos de calor del 1 de enero del 2000 al 31 de diciembre del 2008.

La pregunta principal de investigación es la siguiente:

¿Cuáles son los procesos oceanográficos y meteorológicos que son influenciados por la variabilidad estacional de los flujos de calor latente, sensible y de momento en la cuenca de Colombia?

Las preguntas que sirven de apoyo para abordar el problema de investigación son:

¿Cuáles son las variables meteorológicas relacionadas con estas transferencias en la cuenca?

¿Cuáles son los procesos oceanográficos gobernados por la transferencia de calor sensible, latente y momento en la cuenca de Colombia?

¿Cuál es la variabilidad estacional de los flujos de calor sensible, latente y momento y su relación con la interacción océano-atmósfera en la cuenca de Colombia?

2. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es el siguiente:

1. Determinar los procesos oceanográficos y meteorológicos que son influenciados por la variabilidad estacional de los flujos de calor latente, sensible y de momento en la cuenca Colombia, mar Caribe.

Los objetivos específicos son:

- 1. Identificar las variables meteorológicas que gobiernan a estas transferencias en la cuenca.*
- 2. Determinar los procesos oceanográficos gobernados por la transferencia de calor sensible, latente y de momento en la cuenca.*
- 3. Analizar la variabilidad estacional de los flujos de calor sensible, latente y de momento y su relación con la interacción océano-atmósfera en el área de estudio.*

3. JUSTIFICACIÓN

En los últimos años se ha venido cerrando la brecha científica entre la oceanografía y la meteorología a través del estudio de la compleja dinámica océano-atmosférica. Este acercamiento entre disciplinas, en busca de mejorar no sólo la calidad de vida de la población sino también la protección de los recursos naturales, demanda de forma continua la realización de investigaciones aplicadas en temas relacionados con la interacción entre el mar y el aire.

Colombia en particular, por ser un país privilegiado al contar con aguas de dos océanos, gran diversidad biológica y zonas costeras de importancia natural, cultural y económica, se encuentra en la necesidad de diagnosticar, planear, y aprovechar de forma sostenible la oferta ambiental de sus zonas marítimas y litorales. Motivado en lo anterior, este trabajo propone analizar la variabilidad espacio-temporal de los procesos oceanográficos y meteorológicos que gobiernan la transferencia de calor latente, sensible y de momento en la cuenca de Colombia. Lo anterior es necesario para profundizar conocimientos sobre la dinámica de la interfase océano-atmósfera en la cuenca, así como para comprender la relación existente entre esta dinámica y el clima regional.

Adicionalmente, una de las tendencias nacionales corresponde al uso de modelos numéricos para estudiar los procesos oceánicos y meteorológicos, por ejemplo el Regional Ocean Modeling System (ROMS) y el Weather Research and Forecasting (WRF). Este trabajo busca complementar estos trabajos basados en modelación numérica desde el punto de vista de la climatología de los flujos océano-atmosféricos.

Son varios los impactos esperados con el presente trabajo. En primer lugar, éste sería sobre la cuenca del Caribe Colombiano enfocados a la determinación de la variabilidad espacial y temporal de los flujos de calor y momento, contribuyendo de esta manera al entendimiento de los procesos climáticos en la región. Esto a su vez servirá de base para posteriores estudios ambientales y de pronósticos meteorológicos. En segundo lugar, se pretende motivar la investigación futura con respecto al tema desde el punto de vista físico, haciendo énfasis en la importancia del análisis de factores de interacción océano-atmósfera en el estudio del clima local, regional y global.

Por otra parte, el trabajo también busca beneficiar a organismos que tengan interés en la investigación de temas marinos y gestión ambiental en general, como por ejemplo el Ministerio del Medio Ambiente, las Corporaciones Autónomas Regionales de los departamentos costeros del Caribe Colombiano, la Comisión Colombiana del Océano (CCO), el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH), el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José Benito Vives de Andrés” (INVEMAR), entre otros.

4. MARCO TEORICO

4.1 FLUJOS DE CALOR SENSIBLE Y LATENTE

Los flujos de calor sensible y latente hacen parte del balance de calor del océano, siendo los de carácter turbulento, influenciados directamente por el campo de viento. Por otra parte, los flujos de naturaleza radiativa están relacionados con la absorción de radiación de onda corta y la emisión de radiación de onda larga (Salby, 1996). La figura 4.1 muestra un esquema de las entradas y salidas de calor en la tierra en sus diversos componentes:

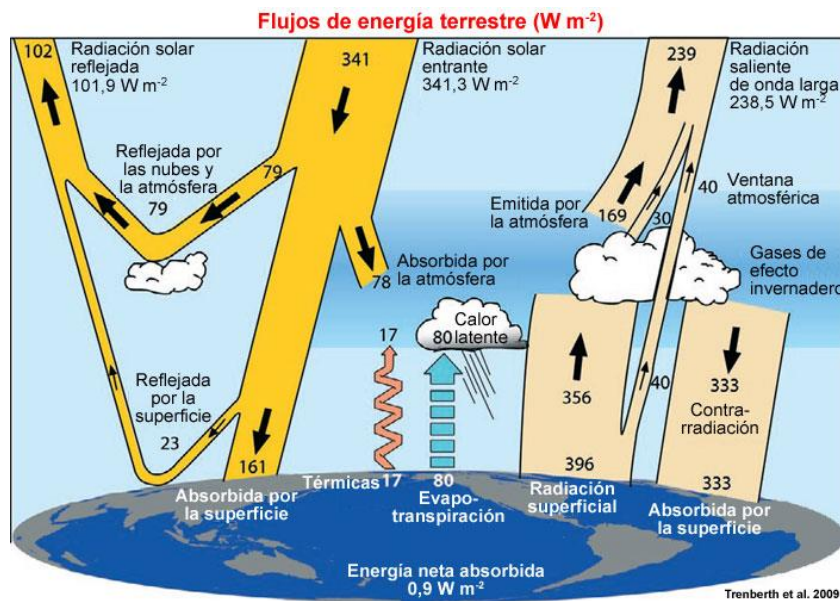


Figura 4.1 Flujos entrantes y salientes de energía en la tierra
Fuente: Trenberth et al (2009) en Stewart (2008)

La entrada de radiación solar a la atmósfera terrestre es de aproximadamente 341 W m^{-2} . Luego de que la atmósfera y la superficie terrestre reflejen una parte, y de que la atmósfera absorba otra porción, la entrada neta resulta ser del orden de 161 W m^{-2} . Al calentarse, la tierra emite aproximadamente 396 W m^{-2} de calor en forma de radiación de onda larga, como función de la cuarta potencia de la temperatura de la superficie (Stewart, 2008).

En la figura 4.1, el componente de 'Térmicas' hace referencia al flujo de calor sensible (estimado en 17 W m^{-2}) y la evapotranspiración corresponde al flujo de vapor y calor latente (estimado en 80 W m^{-2}). El promedio de la distribución espacial y temporal de los flujos de calor sensible y latente con base en la climatología de 40 años del European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) se muestra en las figuras 4.2 y 4.3.

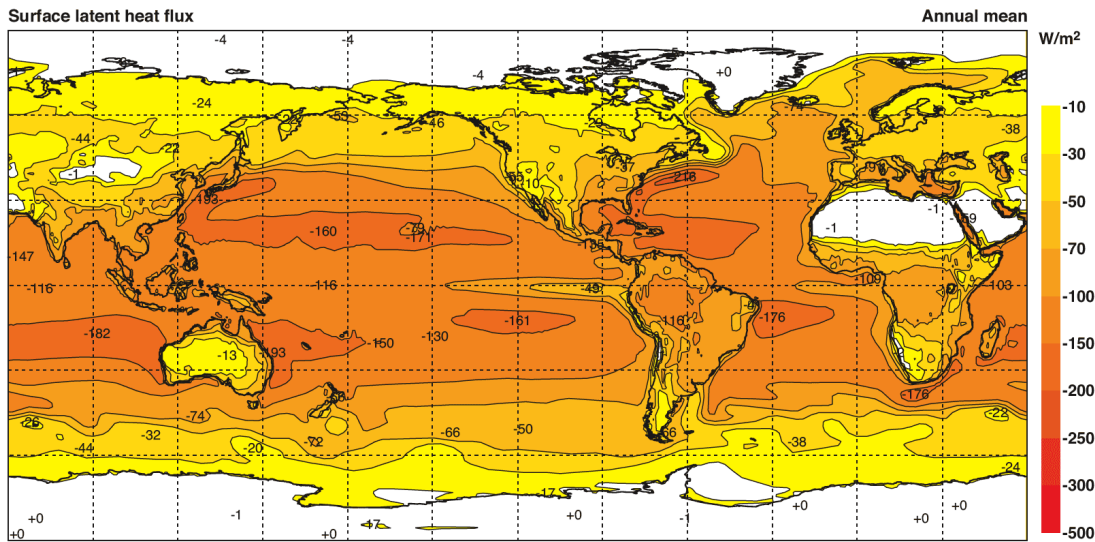


Figura 4.2 Distribución mundial del flujo de calor latente
 Promedio de la distribución mundial de flujo de calor latente con base en el reanálisis ECMWF. Los valores negativos en esta figura indican que la superficie pierde calor
 Fuente: Kallberg et al (2005) en Stewart (2008).

En la figura 4.2 se observa que la magnitud de flujo de calor latente es mínima en áreas desérticas como el Sahara, la península arábiga y el desierto del Gobi con valores entre 0 Wm^{-2} y 10 Wm^{-2} . Por otro lado, la magnitud es relativamente alta sobre los océanos en las zonas Ecuatorial y subtropical, en particular sobre las corrientes cálidas del Golfo de México y Kuroshio con valores que exceden los 190 Wm^{-2} . La figura 4.2 también permite apreciar la existencia de gradientes zonales en el flujo de calor latente y la influencia de los continentes en su magnitud. El flujo de calor sensible presenta una distribución similar como se puede ver en la figura 4.3. El océano pierde mucho menos calor que las zonas continentales. En los trópicos y subtrópicos la atmósfera recibe calor sensible entre 0 Wm^{-2} y 20 Wm^{-2} mientras que sobre los continentes la magnitud varía entre 10 Wm^{-2} y 60 Wm^{-2} .

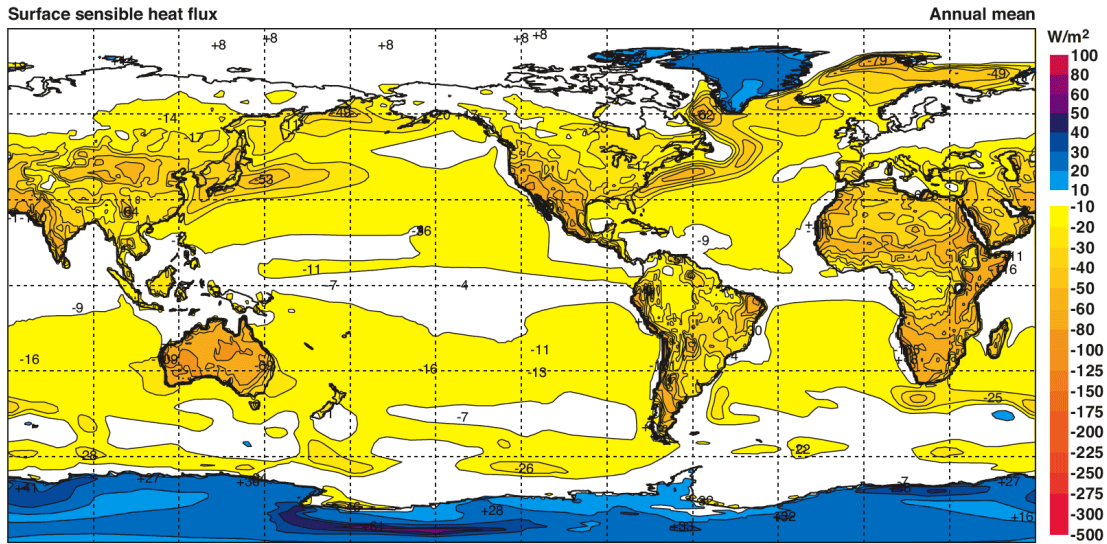


Figura 4.3 Distribución mundial del flujo de calor sensible

Promedio de la distribución mundial de flujo de calor sensible con base en el reanálisis ECMWF. Los valores negativos en esta figura indican que la superficie pierde calor.

Fuente: Kallberg et al (2005) en Stewart (2008).

La transferencia de calor en función de un gradiente vertical de temperatura puede ser modelada como un flujo de primer orden, el cual constituye la base conceptual de la Ley de Fourier de conducción (Cengel, 2008):

$$J = -k_z \frac{dT}{dz} \quad (4.1)$$

Donde k_z ($\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$) es el coeficiente de conductividad térmica, y dT/dz (°Cm^{-1}) es el gradiente vertical de temperatura. En meteorología y oceanografía se debe tener en cuenta el efecto de la turbulencia ambiental en la transferencia de calor, por lo tanto se hace uso de la descomposición de Reynolds para el campo de viento y la temperatura. Este método (Lynch & Cassano, 2006) se basa en la descomposición de la velocidad del viento en un instante dado como la suma de su valor medio en el tiempo y una anomalía turbulenta, de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} u_i &= \bar{u} + u' \\ v_i &= \bar{v} + v' \\ w_i &= \bar{w} + w' \end{aligned} \quad (4.2)$$

Donde u, v, w (ms^{-1}) son la componente zonal, meridional y vertical del viento respectivamente, el subíndice i se refiere a la variable en un momento dado, la barra indica el promedio en el tiempo y el apóstrofe denota las anomalías asociadas a la turbulencia del medio. El método también aplica para cantidades escalares, como por ejemplo la temperatura y la humedad específica. Para estas variables, la descomposición de Reynolds es:

$$\begin{aligned} T_i &= \bar{T} + T' \\ q_i &= \bar{q} + q' \end{aligned} \quad (4.3)$$

Donde T, q ($^{\circ}\text{C}, \text{gg}^{-1}$) son la temperatura y la humedad específica en un tiempo dado. Con base en esta descomposición, el flujo de calor sensible en la vertical corresponde a la covarianza entre la componente vertical del viento y la temperatura (Hsu, 1988):

$$\begin{aligned} Q_S^* &= \text{cov}(w, T) \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (w_i - \bar{w})(T_i - \bar{T}) \\ &= \overline{w'T'} \end{aligned} \quad (4.4)$$

Donde Q_S^* ($^{\circ}\text{Cms}^{-1}$) es el flujo cinemático de calor sensible y el asterisco denota que el flujo es cinemático. El mismo orden de ideas aplica para el flujo de vapor, el cual guarda relación directa con el flujo de calor latente:

$$\begin{aligned} Q_L^* &= \text{cov}(w, q) \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (w_i - \bar{w})(q_i - \bar{q}) \\ &= \overline{w'q'} \end{aligned} \quad (4.5)$$

Donde Q_L^* ($\text{g kg}^{-1} \text{ms}^{-1}$) es el flujo cinemático de vapor. Las fórmulas 4.4 y 4.5 se utilizan para obtener los flujos de calor desde el punto de vista de la turbulencia, y requiere mediciones continuas de alta resolución temporal. Experimentos in situ han demostrado que los flujos cinemáticos de calor sensible y vapor (calor sensible) se pueden aproximar de la siguiente forma (Friehe & Schmitt, 1976):

$$Q_S = \rho C_P C_H U_{10} (T_s - T_a) \quad (4.6)$$

$$Q_L = \rho L C_L U_{10} (q_s - q_a) \quad (4.7)$$

Donde C_H, C_L (adimensionales) son los coeficientes de transferencia de calor sensible y latente, $T_s - T_a$ ($^{\circ}\text{C}$) es la diferencia de temperaturas entre el mar y el aire; y $q_s - q_a$ (g kg^{-1}) es la diferencia de humedades específicas entre la superficie del mar donde se asume la saturación de vapor, y el aire a una altura de referencia y ρ (kg m^{-3}) es la densidad del aire.

4.2 FLUJO DE MOMENTO

En mecánica clásica, el momento de una partícula se define como el producto entre su masa y su velocidad (Serway & Jewett, 2013):

$$p = mv_p \quad (4.8)$$

Donde p (kg ms^{-1}) es el momento, m (kg) es la masa de la partícula y v_p (m s^{-1}) es su velocidad lineal. En el caso de la mecánica de fluidos, tanto el momento de las partículas como su transferencia de un fluido a otro, son variables directamente relacionadas con el esfuerzo cortante, que se fundamenta en la ley de viscosidad de Newton. En esta misma línea y para el caso particular de la interacción océano-atmósfera, esta transferencia de momento también es conocida como el esfuerzo del viento. Este esfuerzo se define como la componente tangencial de una fuerza a una superficie, aplicada en un diferencial de área y se define como:

$$\tau = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F_t}{\Delta A} \quad (4.9)$$

Donde τ (Nm^{-2}) es el flujo de momento, ΔF_t (N) es el diferencial de la fuerza aplicada en forma tangencial a la superficie y ΔA (m^2) es el diferencial de área. Al igual que los flujos cinemáticos de calor y vapor, el flujo de momento también se puede expresar en términos de covarianzas (Stewart, 2008)

$$\begin{aligned} \tau_x &= -\overline{\rho u' w'} \\ \tau_y &= -\overline{\rho v' w'} \end{aligned} \quad (4.10)$$

Donde τ_x, τ_y (Nm^{-2}) es el flujo de momento en sus componentes zonal y meridional respectivamente. Una aproximación aerodinámica para las componentes mencionadas del flujo de momento es:

$$\begin{aligned} \tau_x, \tau_y &= \rho C_D(u, v) U_{10} \\ U_{10} &= (u^2 + v^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (4.11)$$

Donde u, v (m s^{-1}) son las componentes zonal y meridional del viento respectivamente, C_D (adimensional) es el coeficiente de arrastre y U_{10} es la rapidez del viento a una altura de 10 metros. La parametrización del coeficiente de arrastre para este flujo fue la de (Yelland & Taylor, 1996):

$$\begin{aligned}
C_D &= 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \cdot 10^{-3} & U_{10} < 6 \text{ms}^{-1} \\
&= 0.60 + 0.070U_{10} \cdot 10^{-3} & 26 \text{ms}^{-1} \leq U_{10} \leq 26 \text{ms}^{-1}
\end{aligned}
\tag{4.12}$$

La figura 4.4 muestra la climatología de la magnitud de la velocidad del viento sobre el océano mundial, mostrando una clara variación meridional. En las latitudes subtropicales la magnitud es relativamente mayor con valores por encima de 6 ms^{-1} , mientras que en áreas tropicales la magnitud está entre los 2 ms^{-1} y 6 ms^{-1} . La máxima magnitud (15 ms^{-1}) se registró sobre la deriva del viento del oeste al sur del océano Índico.

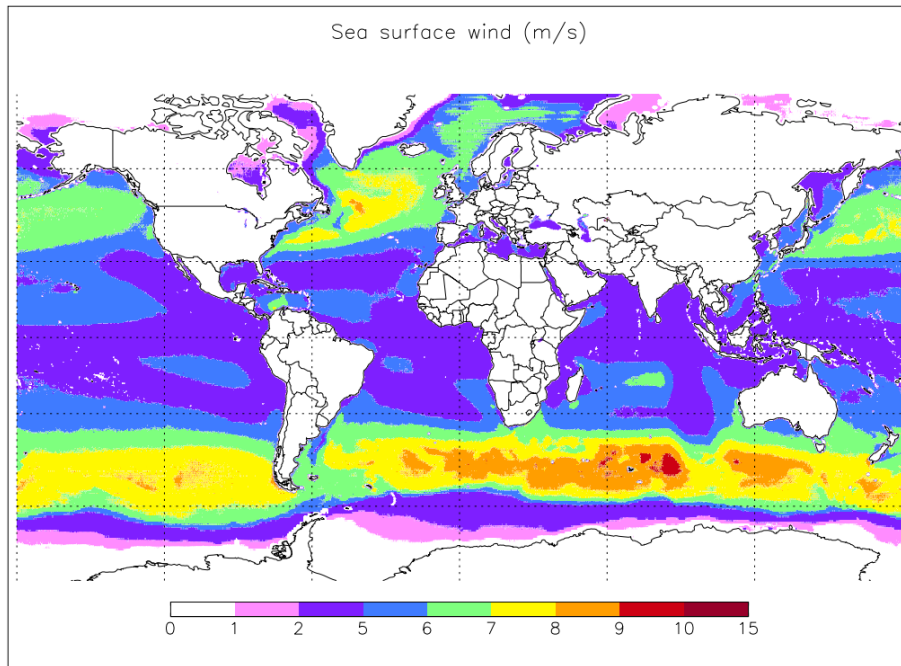


Figura 4.4 Distribución mundial de la velocidad del viento
Promedio de la distribución mundial de la magnitud de la velocidad del viento.
Fuente: https://webfiles.uci.edu/ychen17/www/datamap/W_QuikSCAT.png

4.3 TRANSPORTE, BOMBEO Y SUCCION DE EKMAN

El flujo de momento sobre la superficie del océano induce procesos de mezcla turbulenta y de transporte vertical y horizontal del agua. Dentro de los mecanismos de flujo horizontal está el transporte de Ekman (TE), en el cual el movimiento neto del agua en la capa oceánica influenciada por el viento (capa de Ekman) es hacia la derecha del viento en el hemisferio norte y hacia la izquierda del mismo en el hemisferio sur (Bowden, 1983). Por otra parte, el bombeo de Ekman (BE) hace referencia a movimientos verticales ascendentes cuya velocidad es proporcional al rotor positivo del esfuerzo de viento en superficie (Tomczak & Godfrey, 2005). En caso de que el rotor sea negativo se producirá un movimiento descendente denominado succión de Ekman (SE). En conjunto, el BE y

la SE constituyen procesos oceánicos de ascenso o descenso de las aguas como respuesta ante el viento en superficie. La combinación entre TE, BE y SE favorecen la ocurrencia de surgencias eólicas, las cuales están asociadas con la advección de nutrientes y con la productividad biológica del océano (Mann & Lazier, 2006) Las aguas relativamente frías transportadas por las surgencias pueden alterar el estado del tiempo local, promoviendo niebla, estratificación estable de la atmósfera, baja precipitación y convección atmosférica reducida (Stewart, 2008). La figura 4.5 muestra un esquema de la espiral de Ekman y la dirección del TE para el hemisferio norte.

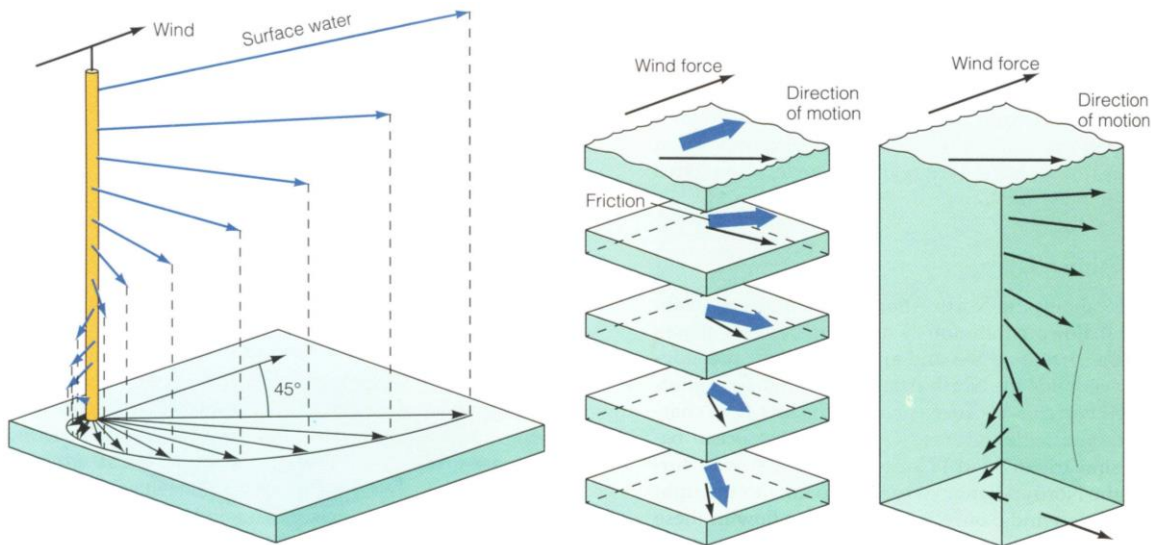


Figura 4.5 Espiral de Ekman

Esquema de la espiral de Ekman (izquierda), el cambio en la dirección de movimiento en la capa de Ekman (centro) y la relación entre la fuerza del viento y la dirección del movimiento del agua (derecha).

Fuente: <https://www.eeb.ucla.edu/test/faculty/nezlin/Lecture1/Fig0905.jpg>

En zonas costeras el TE puede dar origen a procesos de surgencia o de hundimiento de acuerdo al hemisferio, la dirección del viento y la configuración de la costa. Por ejemplo, si la costa en el hemisferio norte está a la izquierda del viento como lo muestra la figura 4.6 (A), el TE será hacia la derecha del viento y se formará una corriente vertical de compensación o upwelling. El caso contrario ocurre si la costa está a la derecha del viento como muestra la figura 4.6 (B), donde el TE será hacia la costa produciendo hundimiento de agua (downwelling).

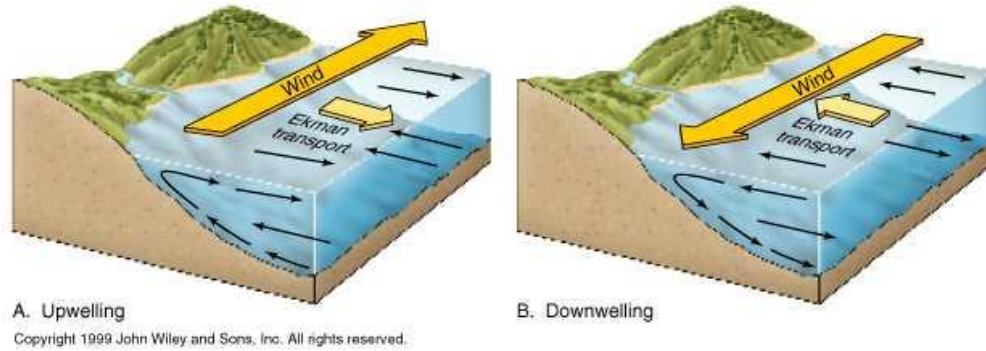


Figura 4.6 Transporte de Ekman

Esquema de la surgencia costera en el hemisferio norte con respecto al TE

(A) muestra el proceso de surgencia y (B) el de hundimiento.

Fuente: http://www.ic.ucsc.edu/~wxcheng/envs23/lecture6/11_11Up_downwelling.jpg

Para obtener las expresiones que describen la dinámica del TE, BE y SE es necesario partir de las ecuaciones de Navier-Stokes en estado estable, considerando la ausencia de gradientes horizontales de presión y esfuerzos. De acuerdo con la derivación para el transporte de Ekman (Cushman-Roisin & Beckers, 2011) se tiene que el TE (T_{Ek} , m^2s^{-1}) está dado por:

$$T_{Ek} = \frac{\tau_y}{\rho_w f}, -\frac{\tau_x}{\rho_w f} \quad (4.13)$$

Donde ρ_w ($kg\ m^{-3}$) es la densidad del agua y f es el factor de Coriolis (s^{-1}). Por otro lado, la velocidad vertical de bombeo o succión (W_{Ek} , ms^{-1}) está dada por:

$$W_{Ek} = \frac{1}{\rho_w f} \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{\tau} \quad (4.14)$$

Donde \hat{k} es el vector vertical unitario. Dependiendo del signo que tome 4.13 se puede determinar si esta velocidad se trata de BE ($W_{Ek} > 0$, o bombeo) o SE ($W_{Ek} < 0$ o succión).

4.4 TECNICAS ESTADISTICAS Y BASES DE DATOS EN EL PRESENTE ESTUDIO

Las técnicas de análisis utilizadas en este estudio se basan en la estadística descriptiva a través de la correlación entre series de tiempo, algunas aplicaciones de las series de Fourier y el análisis de componentes principales. En términos generales una serie de tiempo es una secuencia de datos medida típicamente en puntos sucesivos en el tiempo y separados cada uno por intervalos iguales (Brillinger, 1974). En meteorología y oceanografía por ejemplo, las series de tiempo de algunas variables reflejan la ocurrencia de procesos de varias frecuencias y coberturas espaciales que van de

la escala planetaria hasta la local. Entonces, se entiende que la superposición de estos procesos produce una serie de tiempo compuesta por varias periodicidades cuyo peso relativo en la serie original pueden ser distintos. Para poder estudiar dichas oscilaciones, una de las herramientas es el **análisis espectral**, el cual se basa en expresar la serie de tiempo original por medio de nuevas funciones también en el tiempo correspondientes a la suma de términos de senos y cosenos. De esta forma, una manera de representar la descomposición de una serie de tiempo corresponde a:

$$h(t) = \sum_{-\infty}^{\infty} C_n \exp\left(-i \frac{2\pi}{T_0} nt\right) \quad (4.15)$$

Donde $h(t)$ es la nueva serie de tiempo, n es el número de cada término, T_0 es el periodo de la serie y C_n son los coeficientes para cada término:

$$C_n = \int_{-T_0/2}^{T_0/2} h(t) \exp\left(-i \frac{2\pi}{T_0} nt\right) dt \quad (4.16)$$

La expresión 4.15 es la serie de Fourier, que a su vez es la base del análisis espectral (Emery & Thomson, 2004). La aplicación de este método permite puede obtener el peso que tiene la periodicidad de cada componente periódica de la serie de tiempo. La descomposición en armónicos para estudiar la periodicidad de procesos oceanográficos ha sido utilizada por ejemplo por (Perez-Santos et al, 2011) para los modos de variabilidad del viento satelital en la cuenca del Yucatán; y por Ruiz-Ochoa et al (2012) para el estudio de la estacionalidad de la temperatura superficial del mar en la Cuenca Colombia, Mar Caribe.

Por otra parte, uno de los métodos para estudiar la relación entre entre algunos índices de procesos oceánicos-atmosféricos y variables específicas, es el de la **correlación estadística**. En la actualidad hay muchos coeficientes de correlación que se adaptan a varios objetivos. El más simple de ellos es el de la correlación de Pearson, el cual compara dos series de tiempo con base en su covarianza. Otros coeficientes como el de correlación canónica (Peña, 2002) tiene como objetivo buscar relaciones entre grupos de variables. Adicionalmente hay otros como la correlación por rangos de Spearman, la cual busca a la dependencia entre variables a través de métodos no paramétricos (Schuenemeyer & Drew, 2011); y la correlación de Kendall que también se basa en métodos no paramétricos.

En este estudio se utilizó el coeficiente de relación de Pearson, que muestra la la razón entre la covarianza de la muestra de dos variables y el producto de sus desviaciones estándar. Para dos variables x , y el coeficiente de correlación está dado por (Wilks, 2006):

$$\begin{aligned}
r_{xy} &= \frac{\text{COV}(x, y)}{s_x s_y} \\
&= \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2}} \quad (4.17)
\end{aligned}$$

Este coeficiente tiene dos propiedades principales (Wilks, 2006). Primero, se cumple que $-1 \leq r_{xy} \leq 1$. Si $r_{xy} = -1$ hay una perfecta y negativa asociación lineal entre las dos variables. El segundo aspecto es que el cuadrado del coeficiente, r_{xy}^2 , especifica la proporción de variabilidad de una de las dos variables que está siendo explicada linealmente, o descrita, por la otra. Este coeficiente ha sido utilizado en diversas disciplinas incluyendo la meteorología y la oceanografía. Por ejemplo Perez-Santos et al (2011) calcularon la correlación entre datos de viento satelital con datos in situ para un estudio sobre la cuenca de Yucatán. Estos autores obtuvieron coeficientes por encima de 0.84 para las componentes zonal y meridional del viento satelital comparadas con valores provenientes de una boya anclada y una estación meteorológica en la cuenca.

También ha sido utilizado en estudios enfocados en la relación entre procesos de surgencia oceánica y El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Por ejemplo Susanto et al (2001) encontraron un coeficiente de correlación de Pearson de 0.72 entre la anomalía de la altura del nivel del mar y el Índice de Oscilación del Sur (IOS) para la región de Java y Sumatra. Esta herramienta les permitió a los autores concluir además que la surgencia en su área de estudio estuvo forzada principalmente por vientos de dirección paralela a la costa y remotamente por el fenómeno de El Niño.

Su uso se extiende al área de la meteorología marina, por ejemplo en el estudio de Emmanuel (2007) para determinar la correlación entre el índice de disipación de la potencia del huracán (IDP por sus siglas en inglés) y la temperatura superficial del mar. Por ejemplo para el período comprendido entre 1950 y el 2000, el cuadrado del coeficiente de correlación entre estas dos variables fue del 0.75 para una región del Océano Atlántico y de 0.33 para una región del Océano Pacífico. Estudios más recientes con base en bases de datos climatológicas, tal como es el caso del presente trabajo, también han tenido en cuenta la correlación estadística. El artículo de Kumar et al (2013) presenta los resultados de la relación entre la temperatura superficial del mar y la precipitación entre varias fuentes de datos internacionales. Debido a lo anterior, y a los resultados que han obtenido otros autores con el coeficiente de Pearson, en este trabajo se utilizó esta herramienta para comparar y analizar la relación entre los flujos de momento y calor con procesos oceanográficos y meteorológicos.

Como complemento al análisis de resultados a través de la correlación y el análisis espectral se utilizó el **Análisis de Componentes Principales (APC)**, directamente relacionado con las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). La razón principal para incluir esta técnica en este estudio fue la de incorporar el componente espacial, que a su vez permitió determinar la estacionalidad de los flujos en la cuenca.

El APC es una técnica estadística que reduce una serie de datos con un gran número de variables a otra serie de datos que contiene menos variables. Estas nuevas variables provienen de combinaciones lineales de las originales, y son escogidas para la representar la mayor fracción posible de la variabilidad contenida en la serie original. En primera medida, se procede a calcular las componentes principales como combinaciones lineales de anomalías de las variables (Wilks, 2006):

$$\mathbf{x}' = \mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}} \quad (4.18)$$

Donde \mathbf{x}' es la anomalía, \mathbf{x} es la variable y $\bar{\mathbf{x}}$ es el promedio. Luego del cálculo de las anomalías se calcula las componentes principales de acuerdo con la expresión:

$$u_m = \mathbf{e}_m^T \mathbf{x}' = \sum_{k=1}^K e_{km} x'_k \quad (4.19)$$

Donde u_m es la m -ésima componente principal, \mathbf{e}_m es el m -ésimo eigenvector y K es el número de variables. Una de los principales usos de la técnica es obtener además la varianza explicada por cada componente principal. Entonces, la varianza de la m -ésima componente principal (u_m) es el m -ésimo eigenvalor (λ_m):

$$R^2 = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^K \lambda_k} \times 100\% \quad (4.20)$$

Donde R^2 es el porcentaje de la varianza explicada para la componente estudiada. La técnica del APC ha sido usada ampliamente en meteorología y oceanografía. Kaihatu et al (1998) llevaron a cabo un estudio donde analizaron la variabilidad de las corrientes oceánicas utilizando componentes principales, incluyendo métodos vectoriales y de variable compleja. A nivel de Latinoamérica, cabe destacar el estudio de Soto-Mardones et al, 1999 quienes analizaron la variabilidad espacio temporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California con base en catorce años de imágenes infrarrojas de satélite.

Para el caso de Colombia, Ruiz-Ochoa et al (2012) determinaron los modos de variabilidad de la temperatura superficial del mar con base en información satelital a través de las FEOs. En dicho estudio se reportó que la primera FEO explica el 53% de la varianza y que la serie de tiempo de la misma presenta una correlación significativa ($r=0.54$) con el índice del Atlántico Norte Tropical (NTA). El presente trabajo entonces incluyó el APC para facilitar el análisis entre los flujos de momento y calor con procesos meteorológicos y oceanográficos propios de la cuenca.

En cuanto a las fuentes de datos utilizadas en el presente estudio, se hizo uso de la base de datos de viento satelital del sensor SeaWinds a bordo del satélite QuikSCAT, y OAFlux para los flujos de calor. SeaWinds es un sensor activo para vientos que mide la velocidad del viento (m s^{-1}) con una resolución espacial de 0.25° en datos diarios. Esta base de datos fue procesada por el NASA Jet Propulsion Lab (<http://jpl.nasa.gov>) y distribuida por el French Research Institute for Exploitation of the Sea (IFREMER, <http://ifremer.fr>). En el caso de los flujos de interacción océano-atmósfera, OAFlux fue creada por el Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI, <http://oaflux.who.edu>). Cuenta con una resolución espacial de 1° y la escala de tiempo está disponible mensual y diaria. La unidades para los flujos de calor es (Wm^{-2})

5. MARCO METEOROLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO DE LA CUENCA COLOMBIA, MAR CARIBE

5.1 ASPECTOS GENERALES Y METEOROLÓGICOS

El área de estudio es la Cuenca Colombia en el Mar Caribe, comprendida entre las coordenadas 8°N-16°N y 70°W-85°W. La cuenca está ubicada en la parte sur-occidental del mar Caribe, limitando al norte con las islas Jamaica y La Española y la Cuenca Caimán; al occidente con Nicaragua y al sur con Costa Rica, Panamá y Colombia. Al oriente limita con aguas de la cuenca de Venezuela a través del paso de Aruba. Geográficamente, la principal plataforma continental se encuentra frente a las costas orientales de Nicaragua, la cual se extiende hacia el Canal Chibcha al noroccidente de la cuenca, mientras que en la parte sur se destaca el Golfo del Darién y el Golfo de Mosquitos, en las zonas fronterizas de Panamá - Colombia y Costa Rica - Panamá respectivamente. En cuanto a la batimetría, la cuenca presenta profundidades en el rango de 2700m y 3500m aproximadamente (Figura 5.1).

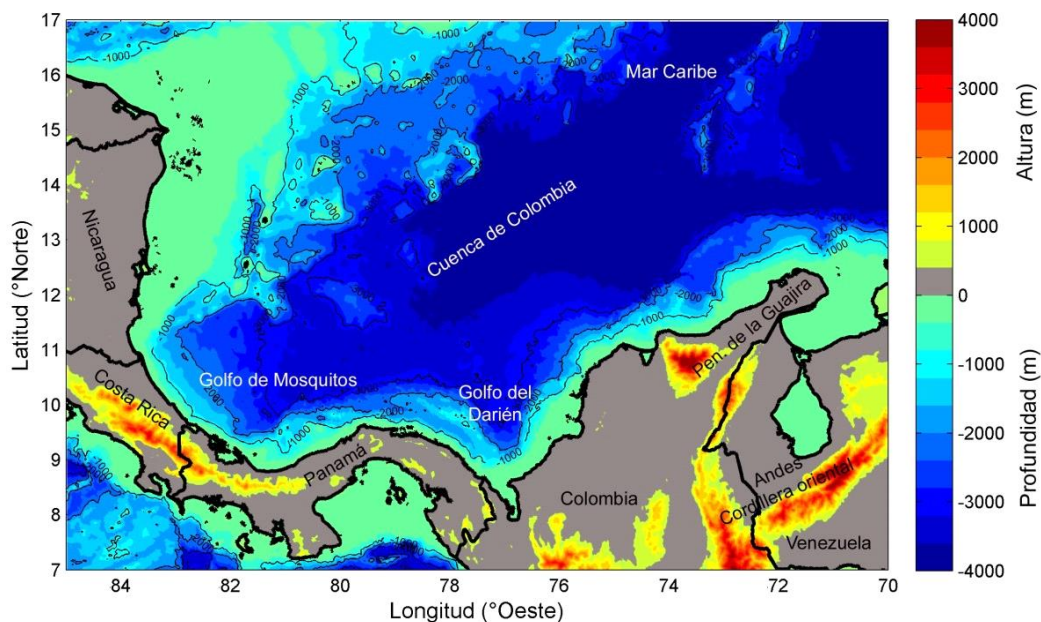


Figura 5.1 Área de estudio
Delimitación geográfica del área de estudio. Batimetría: ETOPO 8.2 resolución espacial 2'

El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) muestra las generalidades del clima de Colombia a través de una de sus publicaciones, el *Atlas Climatológico de Colombia*. Con respecto a la precipitación, el atlas indica que en la mayor parte del norte y centro de la región se observa un comportamiento bimodal. El período que registra menor cantidad de eventos lluviosos es el correspondiente a los meses de diciembre a abril en cada uno de los cuales llueve menos de 4 días; a mediados de año, durante el mes de julio, igualmente se observa una disminución de la frecuencia aunque menos pronunciada que a principios de año con valores entre 5 y 10 días lluviosos durante el mes. Los períodos con mayor cantidad de días con lluvia son los meses de mayo y junio durante el

primer semestre y agosto a noviembre durante el segundo, con un máximo destacado en octubre, mes en el cual se registran alrededor de 15 días lluviosos.

En cuanto a la temperatura del aire, los mayores valores oscilan entre 28 y 32 °C, y se presentan en la alta y media Guajira, en la parte central del Cesar y Bolívar y en el sur de los departamentos de Magdalena, Atlántico y Sucre. En el resto de la región, exceptuando la Sierra Nevada de Santa Marta y sus alrededores, las temperaturas medias oscilan entre los 24 y los 28 °C.

Los valores de humedad relativa disminuyen de sur a norte. Hacia el norte y oriente de la región, en la península de La Guajira y el norte del departamento del Cesar, se presentan los valores más bajos de humedad relativa, entre el 67 y 76%. En el área de la Sierra Nevada de Santa Marta el promedio de humedad anual puede llegar hasta el 90%. Hacia el sur, en el litoral y las sabanas de Córdoba y Sucre, la humedad oscila entre 76 y 85%. En el área insular, San Andrés y Providencia, el valor promedio de humedad es del 82%. A través del año la humedad relativa, en general, presenta sus valores mínimos a comienzos de año, entre febrero y marzo, y los máximos hacia el final, entre septiembre y noviembre. Hacia el mes de julio se presenta un descenso entre ligero y moderado de los valores de la humedad en casi toda la región. (Fuente: Atlas Climatológico de Colombia. IDEAM, 2005 <https://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/Bvirtual>).

Otros autores como Rodríguez (2011) mostraron, de forma complementaria al Atlas del IDEAM, el análisis de las variables meteorológicas y oceanográficas sobre el Mar Caribe Colombiano. El área de estudio está influenciada por fenómenos meteorológicos que van desde la escala planetaria hasta la local. Algunos de estos fenómenos son el jet subtropical, el cual guarda relación con la ciclogénesis; la dinámica y migración de la Alta Subtropical de las Azores (NASH por sus siglas en inglés) y su relación con los gradientes de presión con la vaguada Ecuatorial; la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y los procesos convectivos que allí se dan y el chorro de baja altura del Caribe (CLLJ por sus siglas en inglés).

A continuación se menciona la influencia de dichos fenómenos en el área de estudio: La región se encuentra por fuera de las zonas donde influye el jet polar del hemisferio norte. No obstante, cuando éste se une con el jet subtropical sobre el Golfo de México, las tormentas que ocurren a lo largo de la zona de confluencia traen frentes con vientos fuertes y abundante precipitación al Caribe. La figura 5.2 muestra la ubicación promedio de este jet en el mes de enero en el nivel de 250hPa.

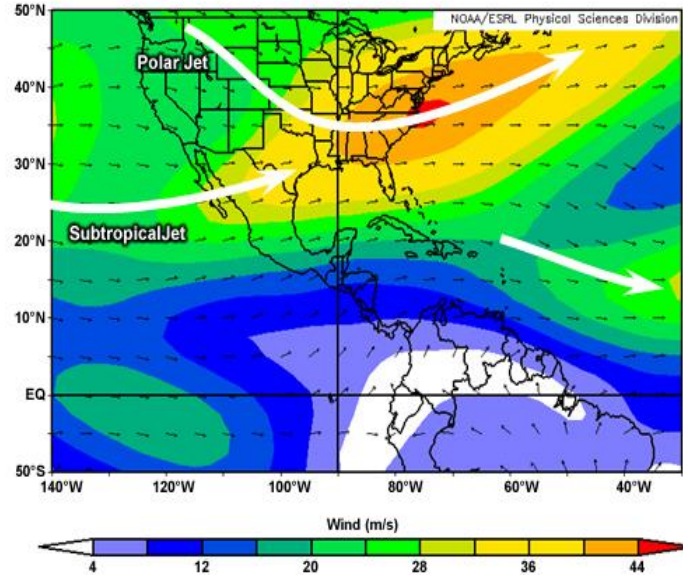


Figura 5.2 Climatología de la velocidad del viento en el nivel de 250hPa en enero
 Fuente: NOAA/ESRL (<http://www.esrl.noaa.gov/>)

La ubicación del jet subtropical varía entre 20°N y 35°N durante el invierno boreal cuando es más fuerte y cerca de 40°N en el verano, cuando es más débil. Su mayor influencia en el estado del tiempo del Caribe es durante el invierno cuando su migración hacia el sur crea condiciones favorables para que los ciclones de latitud media y sistemas frontales lleguen al área de estudio.

Por otra parte, una de las principales características de las zonas tropicales, donde se encuentra ubicada la región de estudio, es que son influenciadas directamente por la migración meridional de la ZCIT. La figura 5.3 muestra la ubicación promedio de la ZCIT en julio y enero.

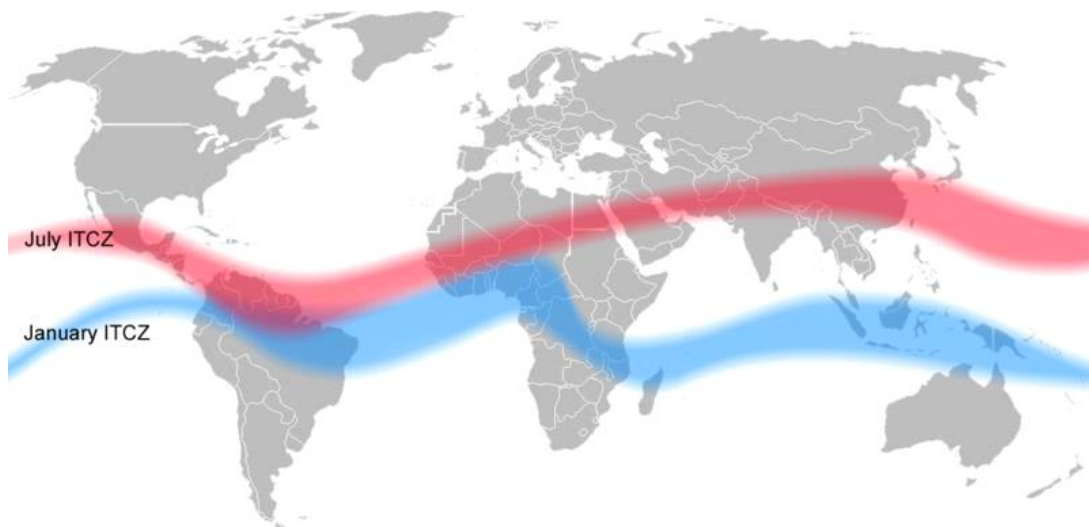


Figura 5.3. Ubicación promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)
 Fuente: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d7/ITCZ_january-july.png

Poveda (2004) desarrolló una síntesis de las escalas de tiempo del hidroclima en Colombia, en la cual se menciona la migración meridional de la ZCIT como un proceso importante para la hidroclimatología del país. Este autor afirma que dicha migración, originada por el efecto del ciclo anual de las temperaturas superficiales, constituye el mecanismo físico de mayor importancia para explicar los ciclos anuales y semi-anuales de la hidroclimatología Colombiana. Igualmente, indica que la posición relativa de la ZCIT está relacionada con los vientos alisios y que su oscilación no es simétrica alrededor del Ecuador terrestre. La divergencia de vientos en altura es una de las características principales de esta zona.

Además de la migración de la ZCIT, la NASH ejerce influencia en el estado del tiempo del Caribe durante el verano, cuando es más fuerte y está ubicada en su extremo oeste. La figura 5.4 muestra el campo de presión en superficie y la ubicación de la NASH en el mes de junio.

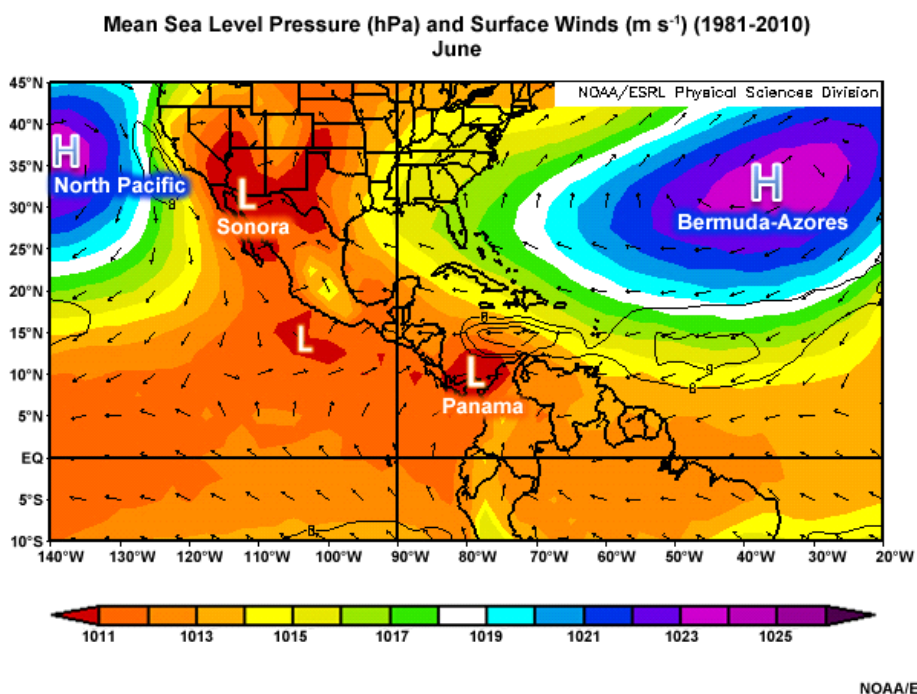


Figura 5.4 Distribución promedio del viento y presión atmosférica en el mes de junio. Promedio de la presión atmosférica a nivel del mar en junio (hPa, colores) y vientos en superficie (vectores) para el período de 1981 a 2010.

Fuente: NOAA/ESRL (<http://www.esrl.noaa.gov/>)

Cuando la NASH se expande hacia el sur y al oeste, los gradientes de presión entre esta alta subtropical y la vaguada Ecuatorial se incrementan y los vientos se intensifican en el Caribe central y sur. En julio, los vientos del sureste son típicamente más fuertes entre 15°N y 20°N. Los gradientes de presión también se incrementan sobre el Caribe sur durante el invierno y los vientos provienen del este y noreste. La aceleración resultante de los vientos superficiales de componente este producen oleaje en el sur de las Antillas mayores tanto en verano como en invierno.

Durante diciembre-abril, el istmo de Panamá presenta vientos predominantemente del este y poca precipitación. Sin embargo, cuando la vaguada Ecuatorial cruza Panamá en Mayo en su rumbo hacia el norte, algunas perturbaciones tropicales en la mesoescala como las líneas de turbonada traen fuertes precipitaciones hasta el período seco característico del mes de julio. La vaguada y la ZCIT retornan en septiembre trayendo perturbaciones del suroeste, las cuales ocurren hasta noviembre. La costa de centroamérica sobre el Caribe presenta vientos del este a lo largo del año, lo cual produce gran cantidad de precipitación orográfica y tormentas eléctricas. Algunos núcleos locales de baja presión se forman cerca a las costas de Panamá y Colombia, y migran hacia suramérica. Cuando estos núcleos se mueven hacia el norte o este, se incrementa el gradiente de presión lo cual produce vientos fuertes y mar de fondo en el mar Caribe.

Otro fenómeno climatológico desde el punto de vista anual y estacional es el CLLJ. Este chorro es un máximo en la velocidad del viento proveniente del este en el nivel de 925hPa sobre el Caribe. Su formación se debe a la presencia de fuertes gradientes de presión entre la alta de las Azores-Bermudas y la vaguada ecuatorial (Wang & Lee, 2007). Las variaciones diarias y estacionales en la intensidad y ubicación de los vientos máximos están asociadas con el gradiente meridional en la presión atmosférica sobre el nivel del mar. La figura 5.5 muestra la distribución de los vientos del CLLJ durante el año:

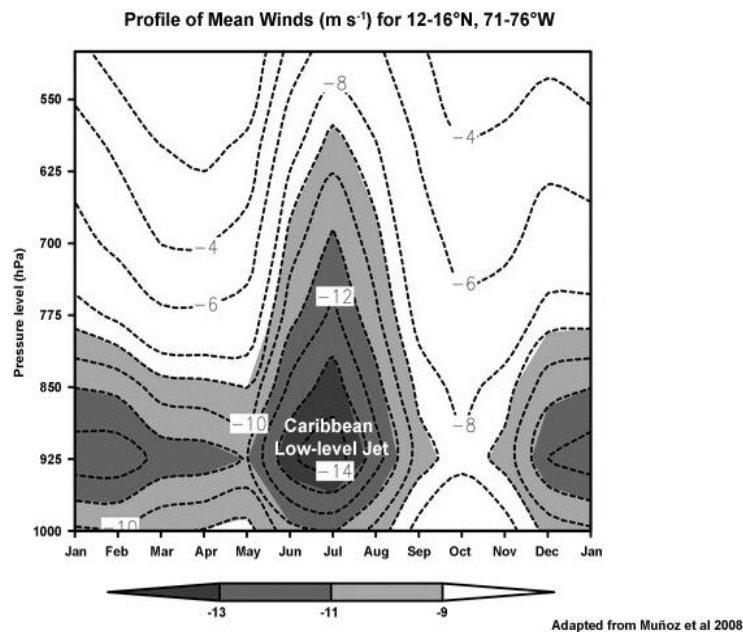


Figura 5.5 Corte vertical del chorro de baja altura del Caribe

Corte en varios niveles de presión a lo largo del año (eje horizontal), mostrando el máximo del CLLJ en el nivel de 925hPa en el mes de julio.

Fuente: Adaptado de Muñoz et al (2008) en <http://meted.ucar.edu>

El CLLJ cumple con los criterios de Stensrud (1996) que definen las características de un chorro de baja altura: área estrecha de viento máximo por debajo del nivel de 700hPa, perfil vertical de viento con velocidad aumentando hacia el núcleo del chorro y cizalladura horizontal en su contorno. Ruiz-Ochoa & Bernal (2009), confirmaron que con respecto a la escala estacional, los vientos en la cuenca están dominados por el CLLJ, el cual se intensifica en velocidad y cobertura espacial en la estación climática de diciembre-enero-febrero, y se debilita en septiembre-octubre-noviembre. Tanto la hidrodinámica como la variabilidad del CLLJ ha sido estudiadas en detalle por Wang (2007).

5.2. CORRIENTES OCEANICAS Y SURGENCIAS EN EL MAR CARIBE

La figura 5.6 muestra el patrón estacional de las corrientes marinas superficiales en el mar Caribe (EFM: enero-febrero-marzo, AMJ: abril-mayo-junio, JAS: julio-agosto-septiembre, OND: octubre-noviembre-diciembre):

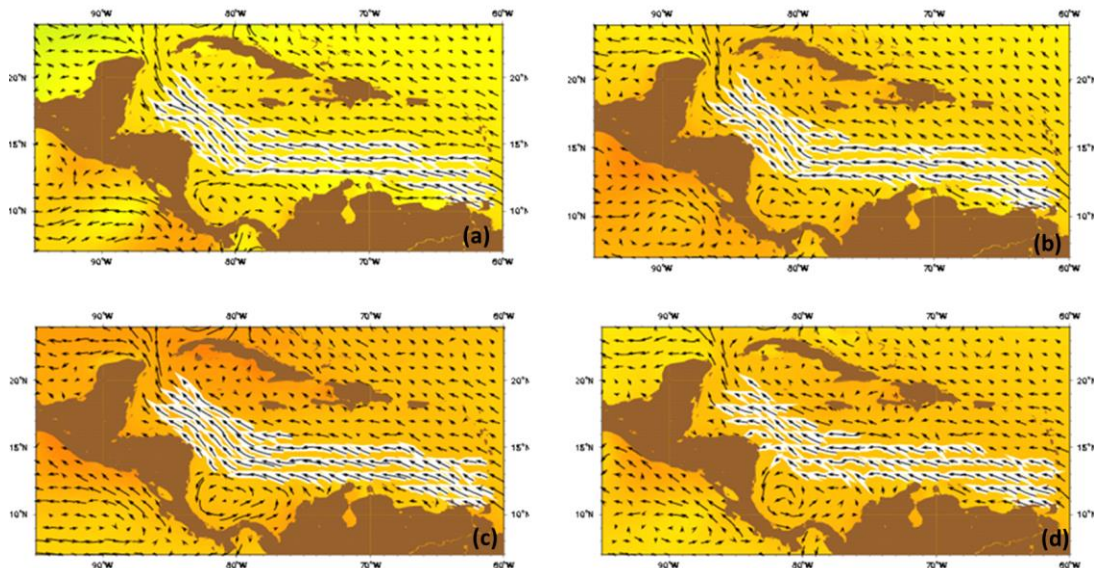


Figura 5.6. Corrientes superficiales en el mar Caribe para varias estaciones climáticas (a) EFM, (b) AMJ, (c) JAS, (d) OND

Fuente: <http://rsmas.umiami.edu>

Durante todas las estaciones del año el patrón de corrientes superficial consiste en flujos hacia el oeste en el área central y oriental del mar Caribe y hacia el noroeste a partir de 80°W, entrando a las aguas del Golfo de México. Se puede apreciar que la región suroccidental del caribe presenta giros en mesoescala a lo largo del año en los cuales la corriente se dirige hacia el sur en las costas de Nicaragua y nuevamente hacia el norte en las costas del Caribe Colombiano.

Desde el punto de vista dinámico, la figura 5.7 muestra la ubicación promedio de giros de mesoescala así como los caudales de las principales corrientes oceánicas tanto en el norte de sudamérica como en el Caribe.

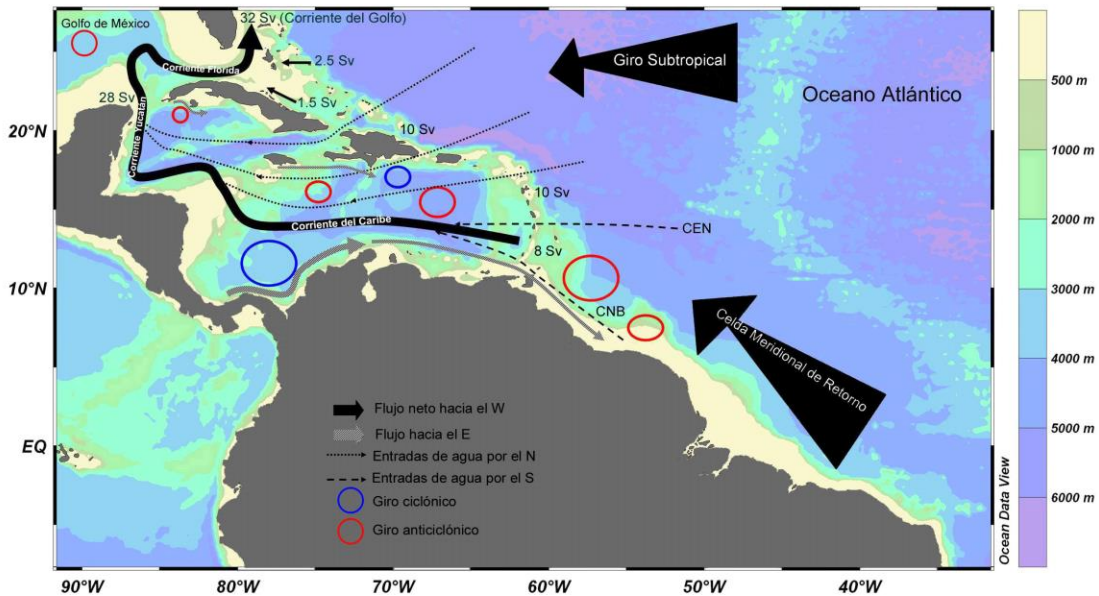


Figura 5.7. La corriente del Caribe y ubicación promedio de los giros de mesoescala en el norte de sudamérica.

Fuente: Perez-Santos & Schneider (2010)

En promedio, el caudal de entrada de agua por el occidente del mar Caribe (antillas menores) se estima en 18Sv. El suroccidente del mar Caribe presenta principalmente giros ciclónicos de mesoescala mientras que al oriente de las antillas menores los giros son de tipo ciclónico. La corriente del Caribe tiene dirección este-oeste y está ubicada al norte de sudamérica entre las antillas menores y la cuenca de Colombia, sobre la cual gira hacia el norte hasta unirse con la corriente del Yucatán, y posteriormente con la corriente de la Florida. Las entradas de agua por el sur al Mar Caribe corresponden principalmente a flujos a través de las antillas menores, mientras que las entradas por el norte están ubicadas entre la isla de Puerto Rico y Cuba.

Desde el punto de vista de la respuesta dinámica de las aguas ante eventos meteorológicos en el área de estudio está la surgencia de la Guajira, la cual está relacionada con una piscina estacional relativamente fría y valores positivos en la componente vertical del rotor del esfuerzo de viento (Ruiz-Ochoa et al, 2012). La variabilidad espacio-temporal ha sido estudiada en detalle por Andrade & Barton (2005), quienes utilizaron información satelital e in-situ. Por su parte, Petus, et al (2008) se enfocaron en el estudio de la temperatura superficial del mar (TSM) y el viento en la región de surgencia, encontrando un patrón estacional de ocurrencia de enero hasta abril bajo la influencia de los vientos alisios.

6. METODOLOGIA

El área de estudio comprendida entre los paralelos 6°N y 17°N y los meridianos 70°W y 85°W, se presenta en la figura 6.1. Además se muestran círculos en la grilla que corresponden a la localización de los datos extraídos de la base OAFlux y puntos para los datos de QuikSCAT.

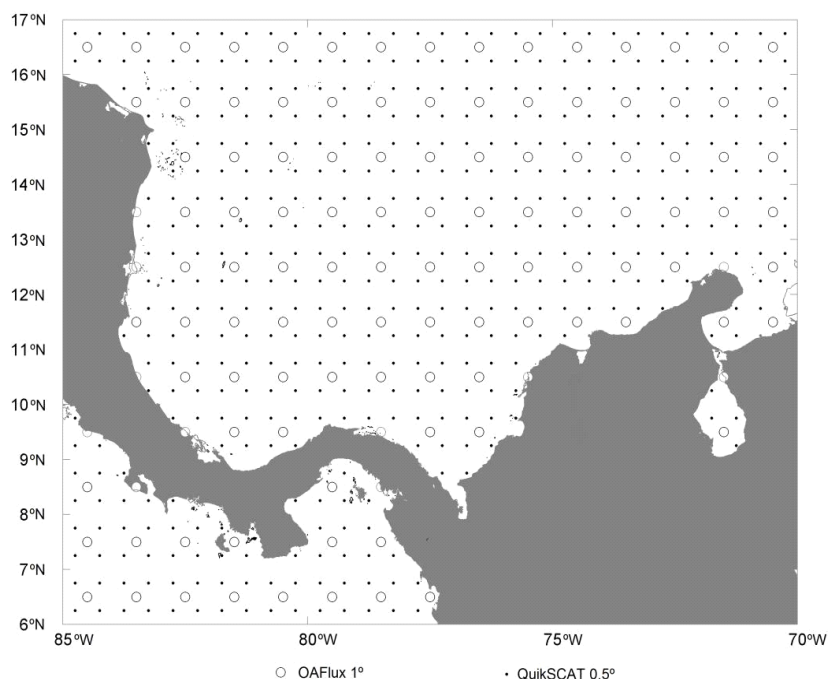


Figura 6.1 Ubicación de puntos para OAFlux y QuikSCAT en el área de estudio

Los flujos de calor sensible y latente no fueron calculados si no que fueron extraídos de la base de datos OAFlux (<http://oaflux.whoi.edu>) debido a que esta fuente presenta los flujos ya calculados con base en las fórmulas aerodinámicas 4.6 y 4.7. El período de tiempo utilizado para los flujos de calor es del 1 de enero de 2000 al 31 de diciembre de 2008, con una resolución espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. El período de tiempo para los datos de viento fue del 21 de noviembre de 1999 a 21 de noviembre de 2009, con una resolución espacial de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ en el área comprendida entre 85°W y 70°W; 7°N y 17°N. Con base en SeaWinds se determinó el flujo de momento con la fórmula aerodinámica (4.10).

Para la parametrización del coeficiente de arrastre del flujo de momento se utilizó el método de Yelland & Taylor (1996). En (4.12) se tomó la densidad del aire como $\rho = 1.23 \text{ kg m}^{-3}$. Para la densidad del agua de mar se tomó el valor de referencia $\rho_w = 1023 \text{ kg m}^{-3}$.

Con respecto al primer objetivo, se muestra el análisis espacio temporal de las variables meteorológicas involucradas en los flujos de calor y momento (temperatura del aire, temperatura superficial del mar y humedad específica) así como la distribución espacial promedio de los flujos, su desviación estándar y los ciclos anuales. Para el cumplimiento del segundo objetivo, se realizó el análisis de los procesos oceanográficos y meteorológicos gobernados por la transferencia de calor sensible, latente y momento en la cuenca Colombia, mar Caribe y fueron estudiados a través de la

correlación de Pearson (expresión 4.13) con base en las siguientes asociaciones:

- Se asoció la migración de la ZCIT con los valores de la radiación de onda larga medida en la tropopausa (OLR por sus siglas en inglés) como fue estudiado por Díaz y Villegas (2008) para la cuenca del Pacífico Colombiano. Los datos de la OLR fueron tomados de http://www.esrl.noaa.gov/psd/data.interp_OLR.html aproximadamente en el centro de la cuenca (12.5°N, 77.5°W). Esta variable fue llamada “**OLR**”.
- Se tomó una serie de tiempo de la TSM y se asoció con la surgencia costera de la Guajira en (13.5°N, 73.5°W). Esta variable fue llamada “**SUR**”.
- Se tomó la componente zonal de la velocidad del viento en el nivel de 925hPa como índice del CLLJ (centrado en 11°N, 75°W). El nombre de esta variable es “**CLLJ**”.

Para realizar los análisis de correlación se extrajo una serie de tiempo por cada punto representativo de la cuenca desde el punto de vista oceanográfico y meteorológico de acuerdo con autores como Rodríguez et al (2011), Ruiz-Ochoa & Bernal (2009) y Ruiz-Ochoa et al (2012), quienes han clasificado la cuenca en sub-áreas a teniendo en cuenta procesos característicos de cada una. De acuerdo con dichas sub-áreas, en el presente trabajo se extrajo series de tiempo de los puntos que las representan según la clasificación de la Tabla 6.1:

Tabla 6.1. Puntos representativos de sub-áreas de la cuenca Colombia, mar Caribe para el análisis de correlación de los procesos oceanográficos y meteorológicos gobernados por la transferencia de calor sensible, latente y momento

Punto	Sub-área que representa	Coordenada
Guajira (GUA)	Surgencia de la Guajira. Subregión de aguas relativamente frías	13.75°N, 73.75°W
Chorro (CHO)	Máximo relativo del CLLJ en superficie	11.75°N, 75.75°W
Mosquitos (MOS)	Suroccidente de la cuenca.	10.75°N, 82.75°W
Norte (NOR)	Región septentrional de la cuenca con predominio de vientos del este	15.75°N, 77.75°W
Darién (DAR)	Subregión de aguas relativamente cálidas. Norte del Golfo del Darién	10.75°N, 77.75°W

La figura 6.2 muestra la ubicación de los puntos representativos mencionados:

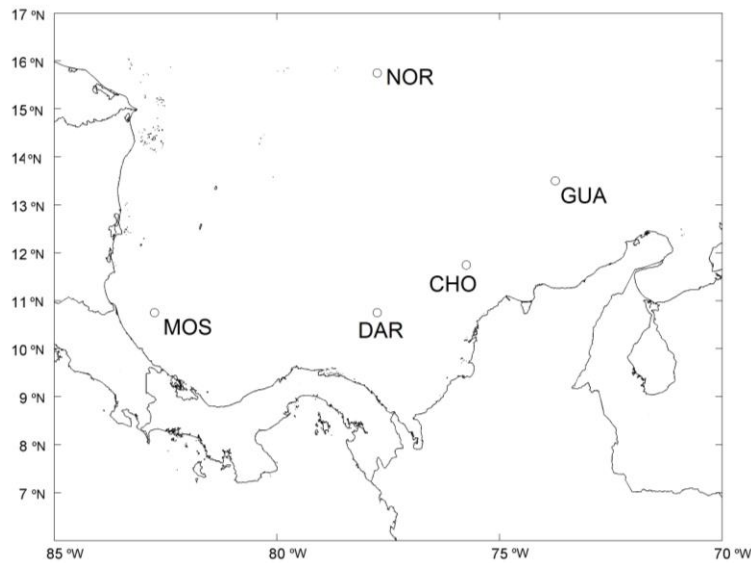


Figura 6.2 Ubicación de puntos representativos en la cuenca

Para el tercer objetivo se llevó a cabo el análisis de componentes principales para los flujos con base en las ecuaciones 4.16 a la 4.18, incluyendo el porcentaje de la varianza que aporta cada una de las primeras tres funciones empíricas ortogonales. Con base en esta metodología, el capítulo de resultados y discusión se divide en a) variables y procesos meteorológicos y oceanográficos, b) variabilidad flujo de momento, c) variabilidad del flujo de calor sensible y d) variabilidad del flujo de calor latente. Finalmente, en las conclusiones se expone las ideas más relevantes encontradas durante el desarrollo de cada objetivo.

7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

7.1 VARIABLES Y PROCESOS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS

7.1.1 Temperatura del aire, temperatura superficial del mar y humedad específica

La figura 7.1 muestra la distribución espacial promedio de la temperatura del aire (T_a), temperatura superficial del mar (TSM) y humedad específica (q_a), así como la desviación estándar de estas variables con base en datos diarios de OAFflux. En promedio, la TSM estuvo en el rango de 26°C a 29°C. Su mayor homogeneidad espacial se registró al occidente de 80°W donde el valor promedio fue de 28°C. La zona que mostró menor TSM con respecto al resto de la cuenca fue la Guajira, donde se evidenció el fenómeno de la surgencia como fue reportado por Petus (2007). En dicha zona, la TSM media fue de 27°C, cubriendo las aguas circundantes a la península de la Guajira y parte de las aguas de Venezuela. Partiendo de esta zona relativamente fría, la TSM aumentó a 28°C hacia el norte mientras que al sur y occidente de la cuenca se registraron mayores temperaturas en el rango entre 28°C y 28.5°C.

La TSM relativamente más alta se registró en las aguas del sur de la cuenca cerca a Panamá y al Golfo de Urabá con valores alrededor de 28.5°C. Para esta área en particular, la desviación de la TSM (1°C-1.2°C) puede estar explicada por la descarga de agua dulce proveniente de ríos como el Atrato, la cual favorece la formación de una capa de agua que limita la mezcla vertical y acumula calor proveniente del sol (Ruiz-Ochoa et al 2012). Sin embargo, este fenómeno no se observó en la descarga del río Magdalena, una de las más importantes en la cuenca (Rodríguez et al, 2011).

La distribución espacial media de la TSM, así como su gradiente suroeste-noreste a lo largo de la costa del Caribe Colombiano son características que fueron reportadas por Rodríguez et al (2011) con base en datos del International Comprehensive Ocean Atmosphere Dataset (ICOADS) para un área concentrada hacia el oriente de la cuenca. Por otra parte, Andrade & Barton (2005) estudiaron la variabilidad de la TSM en la zona de la surgencia, reportando patrones similares al presente estudio. Estos autores reportaron la distribución media la TSM con datos del NOAA World Ocean Atlas (1994), para las épocas de viento, veranillo y lluvia correspondientes a los meses de febrero, julio y octubre respectivamente. Dicho trabajo reveló que para la época de viento de febrero, la isoterma de 26°C tuvo su límite septentrional sobre los 14°N cubriendo el área entre 75°W y extendiéndose hacia Venezuela. Posteriormente, en julio se registró un aumento en la TSM con valores superiores a 27°C en la costa, mientras que en octubre aumentó aún en el área de la surgencia con valores por encima de 28.6°C. Adicionalmente para el caso de la Guajira, Petus et al (2008) estudiaron la variabilidad de la TSM, y determinaron que la isoterma de 26.325°C corresponde su máximo gradiente meridional.

La misma distribución arrojada por los datos de OAFflux para la TSM concuerda con los resultados de Ruiz-Ochoa et al (2012), quienes además estudiaron la variabilidad de la temperatura en la cuenca con datos in-situ y satelitales con resolución espacial de 4km. Al igual que en los resultados de Petus et al (2008), Rodríguez et al (2011) y el presente estudio, sus resultados reflejan la presencia de determinación del gradiente suroeste-noreste de la TSM, así como la ubicación de los núcleos de altas

y bajas temperaturas con respecto al resto de la cuenca. La desviación estándar en el tiempo reportada por estos autores para la zona de la Guajira es del orden de 1°C , lo cual concuerda con el presente trabajo con valores entre 1°C y 1.5°C . La mayor variabilidad se registró en la Guajira, mientras que en el resto de la cuenca la desviación fue menor, mostrando mayor homogeneidad espacial (0.75°C a 1°C).

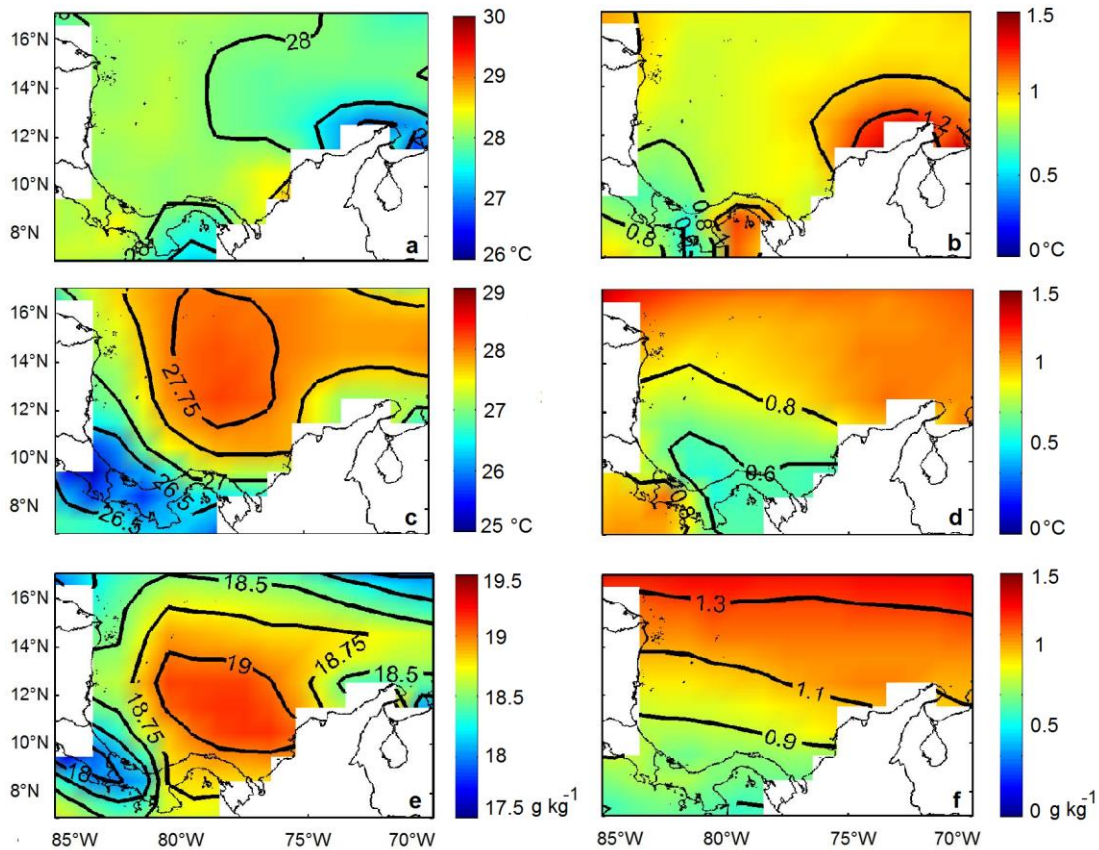


Figura 7.1 Temperatura superficial del mar, temperatura del aire y humedad específica. Distribución de temperatura superficial del mar (TSM, $^{\circ}\text{C}$), temperatura del aire (T_a , $^{\circ}\text{C}$) y humedad específica en la cuenca (q_a , g/kg): (a, c, e). Las figuras (b, d, f) muestran respectivamente las desviaciones estándar de la TSM, T_a y q_a .

La temperatura del aire, tanto en su distribución espacial como en su variabilidad mostró un comportamiento notablemente diferente a la TSM. En la figura 7.1c se muestra un núcleo al centro de la cuenca que muestra la zona de mayor T_a ($>27.75^{\circ}\text{C}$). El gradiente promedio en la T_a fue principalmente meridional, donde se observó una variación entre 26.5°C y 27.5°C aproximadamente entre 8°N y 14°N . De igual manera se determinó la presencia de un gradiente zonal de menor magnitud, principalmente entre el centro y el oriente de la cuenca donde el cambio fue de aproximadamente -0.75°C en 5° de longitud.

Los resultados de Rodríguez (2011) muestran valores ligeramente menores de la T_a en la cuenca (alrededor de 27.5°C en la zona central), mostrando igualmente los gradientes reportados en el presente estudio. En cuanto a la desviación estándar y a diferencia de la TSM, la T_a presentó poca variabilidad y no estuvo concentrada en un área específica de la cuenca. La mayor desviación se registró al norte de 12°N con valores por encima de 0.8°C , mientras que al sur de la cuenca la desviación estuvo en el rango de 0.5°C y 0.6°C . Cabe resaltar además con respecto a la TSM y la T_a que en el centro de la cuenca estuvo ubicada la zona de mayor gradiente vertical (diferencia de temperatura entre el mar y el aire).

La humedad específica tuvo un comportamiento similar a la de la variable T_a . Los mayores valores ($>19\text{g/kg}$) se registraron en el centro de la cuenca (12°N , 77°W aproximadamente). Hacia el norte de la cuenca se observó una disminución de 19g/kg a 18.5g/kg al igual que entre el núcleo de máxima humedad y la zona de la Guajira (también con 18.5g/kg). La desviación estándar mostró un gradiente meridional, con valores inferiores a 0.9g/kg en el sur y superiores a 1.3g/kg en el norte. Dicha variabilidad fue parecida a la de T_a y no se observó un núcleo significativo donde se haya registrado un máximo en la desviación.

7.1.2 Radiación de Onda Larga (OLR)

La OLR (W m^{-2}) es la energía saliente de la tierra en forma de radiación infrarroja, medida en el tope de la atmósfera (Susskind et al, 2011). Algunos estudios han asociado la migración de la ZCIT con la variación en el tiempo de la OLR, por ejemplo para la Cuenca Pacífica Colombiana (Díaz & Villegas, 2009). Para el caso particular de la cuenca Colombia en el mar caribe, la figura 7.2 muestra la serie de tiempo de la OLR extraída en el punto central (12.5°N , 77.5°W), así como el espectro de frecuencias de la serie filtrada.

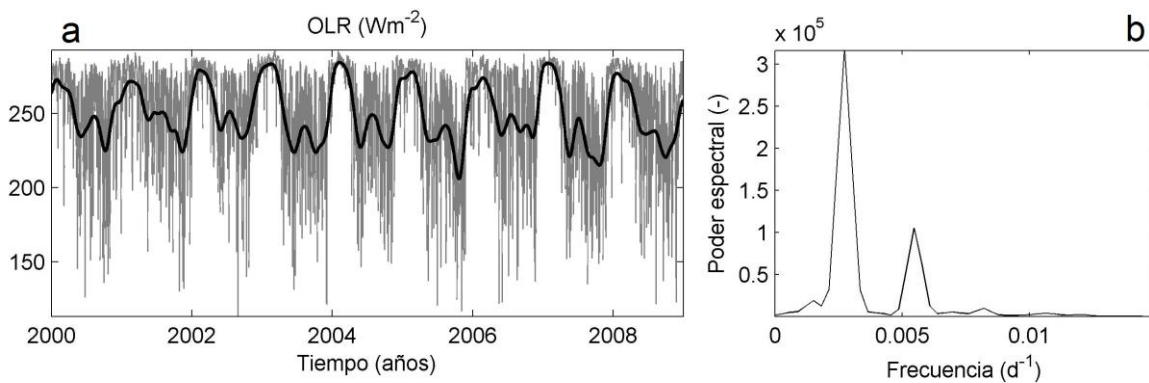


Figura 7.2 Variabilidad de la radiación de onda larga

Serie de tiempo original de la radiación de onda larga saliente en 12.5°N , 77.5°W (OLR, Wm^{-2}) y su espectro de frecuencias. La figura (a) muestra la serie de tiempo y la (b) el espectro

La variación temporal de la OLR está directamente relacionada con la cobertura nubosa. Cuando la nubosidad es alta, parte de la radiación infrarroja emitida por la tierra es reflejada nuevamente a la superficie, por lo tanto en el tope de la atmósfera se registra menor radiación saliente. Por el contrario, si la radiación saliente es mayor, esto es indicador de nubosidad reducida. Para el caso de la cuenca Colombia, la OLR estuvo en el rango de 100 W m^{-2} a 300 W m^{-2} . La serie filtrada permite apreciar el carácter periódico en la OLR. De acuerdo con esta serie, cada año tiene dos mínimos relativos cuyos valores oscilan entre 100 W m^{-2} y 250 W m^{-2} . El espectro de esta serie indica dos valores máximos en el poder espectral (3.2×10^5 y 1×10^5) para un ciclo anual y otro estacional respectivamente, asociados con la migración de la ZCIT.

7.1.3 Temperatura Superficial del Mar en la Guajira (SUR)

Uno de los procesos oceanográficos importantes en el área de estudio es la surgencia de la Guajira (Andrade & Barton, 2005). La figura 7.3 presenta la serie de tiempo de la TSM en un punto representativo de esta zona, mostrando su clara variabilidad anual.

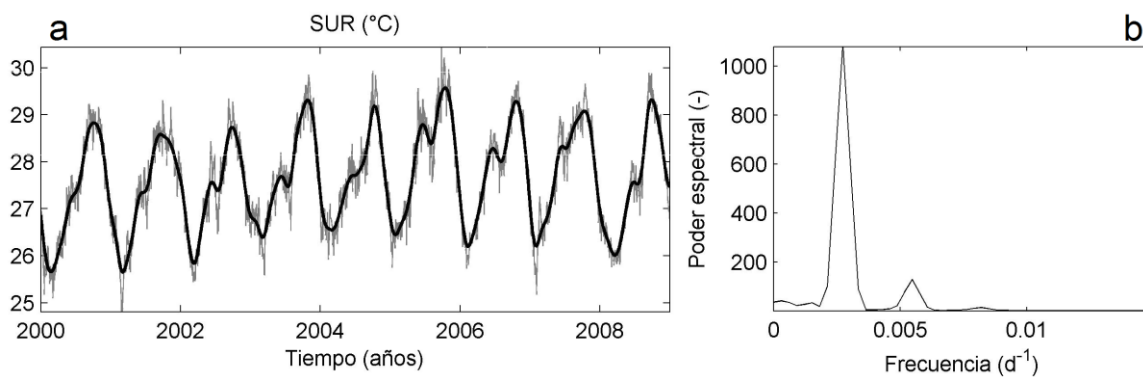


Figura 7.3 Variabilidad de la Temperatura superficial del mar en la zona de surgencia
 (a) Serie de tiempo original de la TSM en la zona de la surgencia de la Guajira (SUR, línea en color gris) y filtrada (línea gruesa de color negro) en 13.5°N , 73.5°W , para el período 2000-2008. (b) Espectro de frecuencias de la serie original de SUR.

La serie muestra una amplitud de 3°C , con un poder espectral de 1000 en la banda de frecuencia anual, corroborando la periodicidad de la TSM en la Guajira como ha sido reportado por Petus et al (2008) y Ruiz-Ochoa et al (2012). La variable SUR tiene un valor mínimo relativo al principio del año (valores inferiores a 27°C) y un máximo relativo por encima de 28°C , el cual se registró al principio del segundo semestre del año, coincidiendo con la principal temporada de lluvias en la cuenca.

7.1.4 Chorro de Baja Altura del Caribe

El Chorro de baja altura del Caribe se asoció con la componente zonal del viento en 11°N, 75°W, en el nivel de 925mb. La figura 7.4 muestra la serie de tiempo de la variable CLLJ, así como la serie filtrada y su espectro. De acuerdo con 7.4b, el espectro en el tiempo del CLLJ tiene presenta tres máximos relativos en las bajas frecuencias. La mayor densidad espectral (>2000) describe un ciclo anual, un segundo máximo de densidad espectral 1900 refleja un ciclo semianual y un tercer máximo, una periodicidad cuyo poder espectral en el rango de 500 a 1000, reflejando un ciclo de aproximadamente 140 días ($0.007d^{-1}$). En la mayor parte del tiempo, los valores de CLLJ estuvieron en el rango entre $-10 m s^{-1}$ y $-5m s^{-1}$ indicando flujo hacia el oeste de la cuenca.

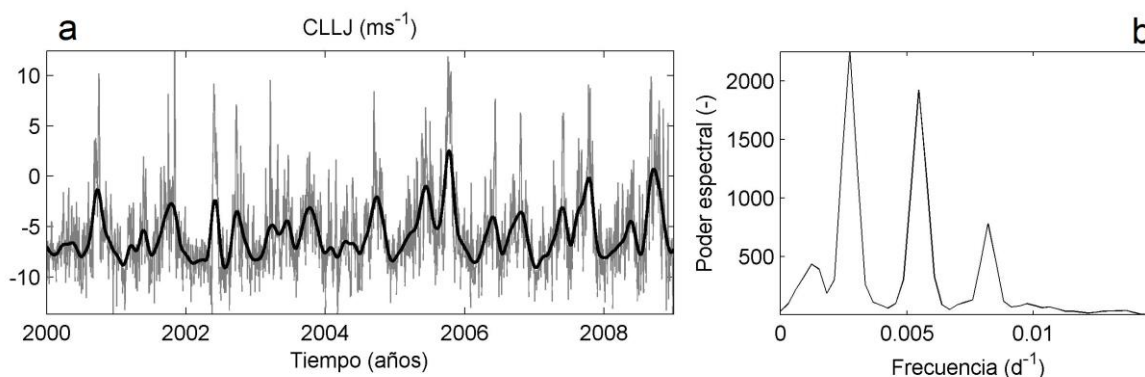


Figura 7.4 Variabilidad del viento zonal del chorro de baja altura del Caribe

(a) Serie de tiempo original de la componente zonal del viento (CLLJ, línea en color gris) y filtrada (línea gruesa de color negro) en 11°N, 75°W (nivel 925mb) para el período 2000-2008. (b) Espectro de la serie original del CLLJ. Valores negativos en (a) indican viento con dirección este.

7.2 VARIABILIDAD DEL FLUJO DE MOMENTO

7.2.1 Promedio y desviación estándar

De acuerdo con la Figura 7.5a la magnitud promedio del flujo de momento en el área comprendida entre 11°N-13°N y 74°W-76°W fue notablemente mayor que en el resto de la cuenca con valores que superan los 0.15 Pa, coincidiendo con la ubicación del CLLJ (Muñoz et al, 2008). La presencia del chorro se reflejó en los gradientes en la magnitud del flujo, alcanzando valores mínimos cercanos a 0 Pa frente a las costas de Panamá y Costa Rica. Desde el centro del chorro hacia el noreste de la cuenca, la magnitud cambió de 0.17 Pa hasta 0.1 Pa. En cuanto a la dirección, el flujo de componente este fue predominante principalmente entre 12°N y 16°N, mientras que entre 8°N y 12°N el flujo tuvo componente noreste, reflejando la presencia de los vientos alisios.

Estos resultados son consistentes con el estudio de Ruiz-Ochoa & Bernal (2009), en el que se estudió la variabilidad estacional e interanual del viento en la Cuenca Colombia. Una de sus conclusiones fue la identificación de cuatro regiones representativas en el área de estudio según los vientos en superficie: región sur (esquina Urabá-Morrosquillo), región occidental (San Andrés y Providencia), región central y región norte. Entre estas regiones, la central se caracterizó, al igual que en el presente estudio, por la presencia estacional del CLLJ.

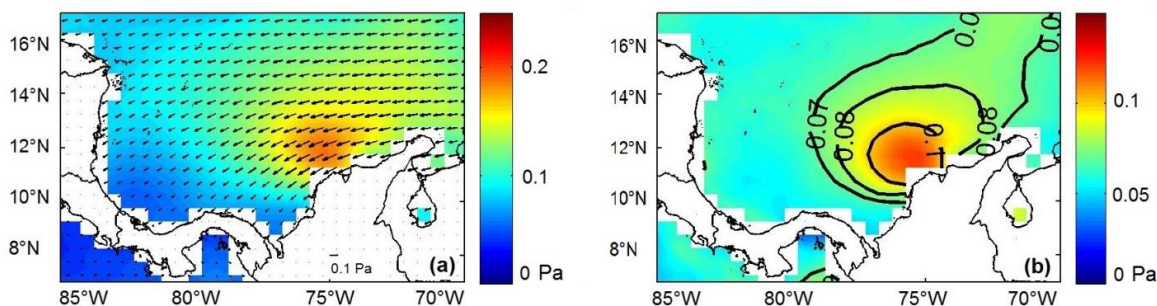


Figura 7.5 Promedio del flujo de momento en el área de estudio
(a) Promedio del flujo de momento (Pa) y (b) su desviación estándar (Pa)

Con respecto a la desviación estándar en el tiempo (Figura 7.5b), la mayor variabilidad se registró en la zona de influencia del CLLJ y hacia el noreste de la cuenca. En dicha área, la desviación estándar fue de 0.1 Pa, disminuyendo de forma radial hasta 16°N y 80°W (0.07 Pa aproximadamente). En el resto de la cuenca la variación temporal fue más homogénea espacialmente con valores alrededor de 0.05 Pa.

7.2.2 Ciclo anual del flujo de momento

La evolución mensual promedio del flujo de momento (Figura 7.6), por otra parte, permitió observar la estacionalidad del CLLJ en la cuenca así como su cobertura e intensidad en las distintas épocas del año. En enero y febrero el CLLJ presentó la mayor intensidad con magnitudes entre 0.15Pa y 0.3Pa alrededor de 12°N y 75°W con dirección noreste. La magnitud del flujo de momento presentó una disminución hacia al mes de marzo en la zona del chorro (máximo 0.2Pa) mientras que hacia el norte el flujo cambió ligeramente su dirección de noreste a este con magnitudes de hasta 0.7Pa. Durante el mes de abril se registró una mayor homogeneidad en la magnitud del flujo en toda la cuenca (0.7Pa en promedio), a excepción de la zona del chorro donde la magnitud del flujo fue mayor (0.15Pa). En mayo se dio una disipación considerable en la magnitud del chorro, seguida por una reactivación del mismo en los meses de junio y julio (0.2Pa y componente este). Durante estos meses aumentó la cobertura espacial del chorro y aumentó de magnitud (hasta 0.20Pa), para luego disminuir en magnitud en agosto y desaparecer durante septiembre y octubre en la temporada de lluvias.

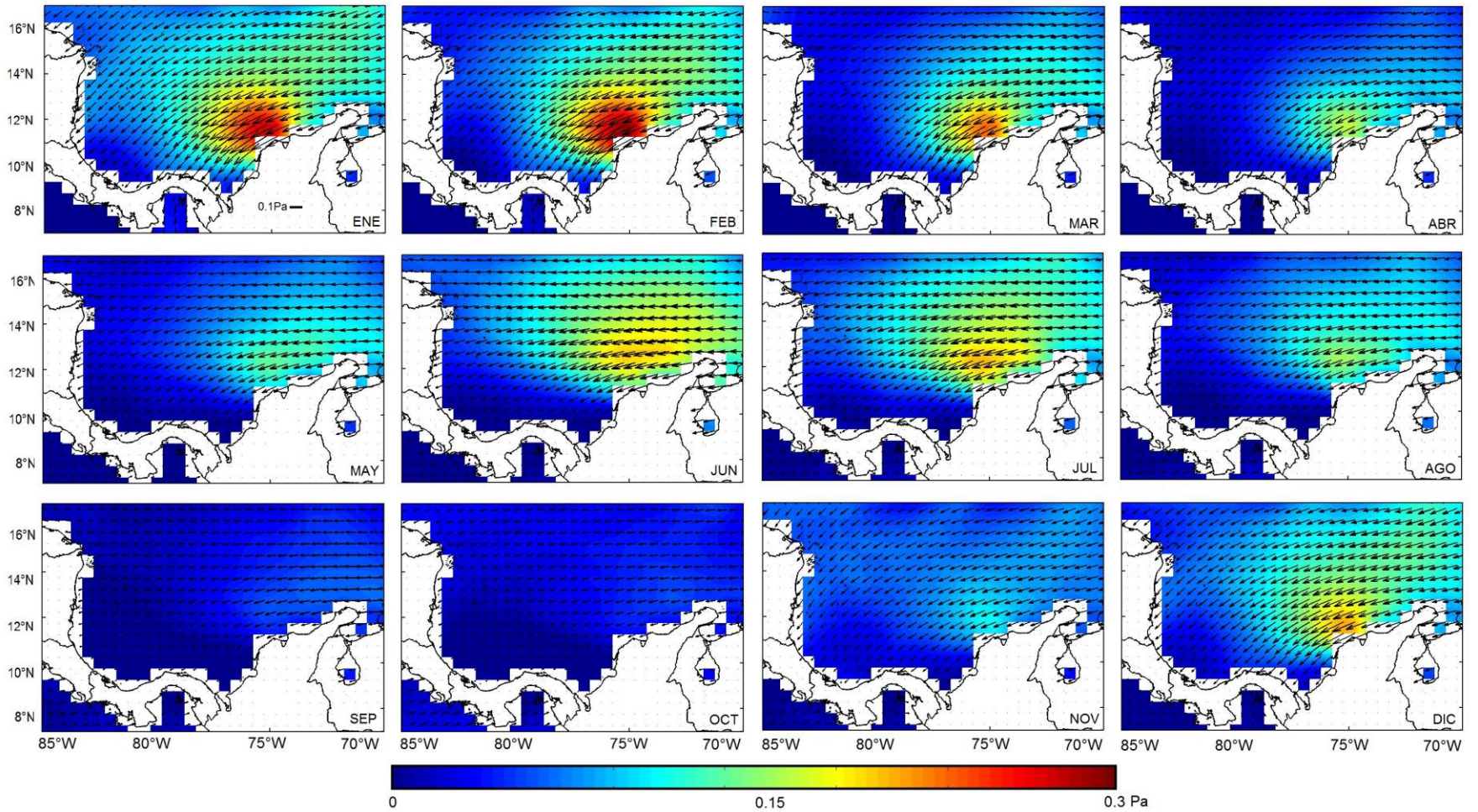


Figura 7.6 Ciclo anual promedio del flujo de momento en la cuenca de Colombia (Pa)

7.2.3 Modos de variabilidad del flujo de momento

La figura 7.7 muestra la primera FEO del flujo de momento con una varianza explicada de 27.35%. El mapa de la primera componente (figura 7.7a) muestra un patrón espacial que abarca gran parte de la cuenca, en particular la zona de influencia del CLLJ y mostrando además la homogeneidad espacial de la componente noreste propia de los vientos alisios. Esta primera FEO en el área cercana al CLLJ coincide por ejemplo con el patrón espacial del flujo de momento en los meses de enero, febrero, junio y julio (figura 7.6), en los cuales se registró la mayor magnitud y variabilidad de dicho flujo a lo largo del año. La serie de tiempo (figura 7.7b) y su espectro en el tiempo (7.7c) reflejan que el modo que captura la mayor variabilidad a lo largo del año tiene una densidad espectral significativa para una frecuencia anual, y en menor medida para una periodicidad semi-anual.

El porcentaje de varianza del primer modo en la cuenca fue relativamente bajo en comparación con la primera FEO de la variabilidad del viento superficial en la cuenca del Yucatán donde el primer modo capturó el 35% de la varianza total lo cual coincide con lo encontrado en Perez-Santos et al (2011). Lo anterior también se evidenció en el trabajo de Luis et al (2006) para el mar de Arabia y el Océano Indico donde el primer modo reflejó una varianza del 56%, con un patrón que reflejó la dinámica monsonica propia de dicha área de estudio.

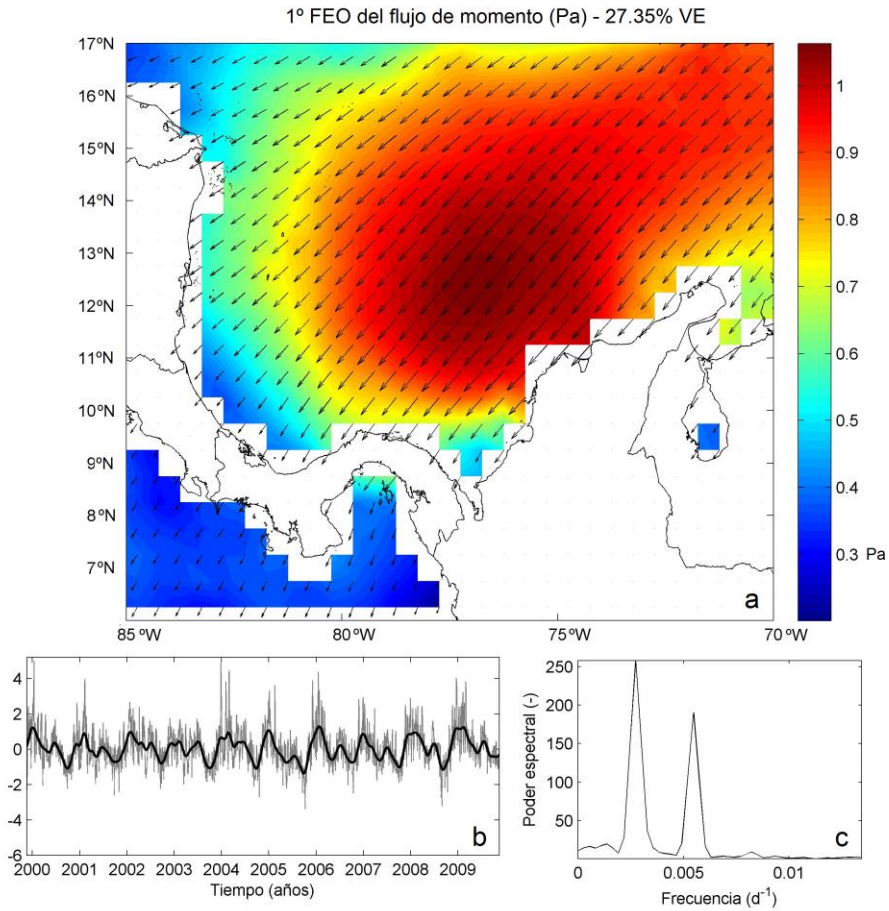


Figura 7.7 Primera Función Empírica Ortogonal del flujo de momento
 (a) Modo 1 del análisis FEO del flujo de momento en el área de estudio – 27.35% varianza explicada,
 (b) serie de tiempo de la primera FEO y (c) espectro en el tiempo del primer modo.

El segundo modo mostró una varianza explicada del 12.57%. El patrón espacial muestra flujo de momento con componente sur con tendencia ciclónica sobre toda la cuenca y menor magnitud relativa en el centro.

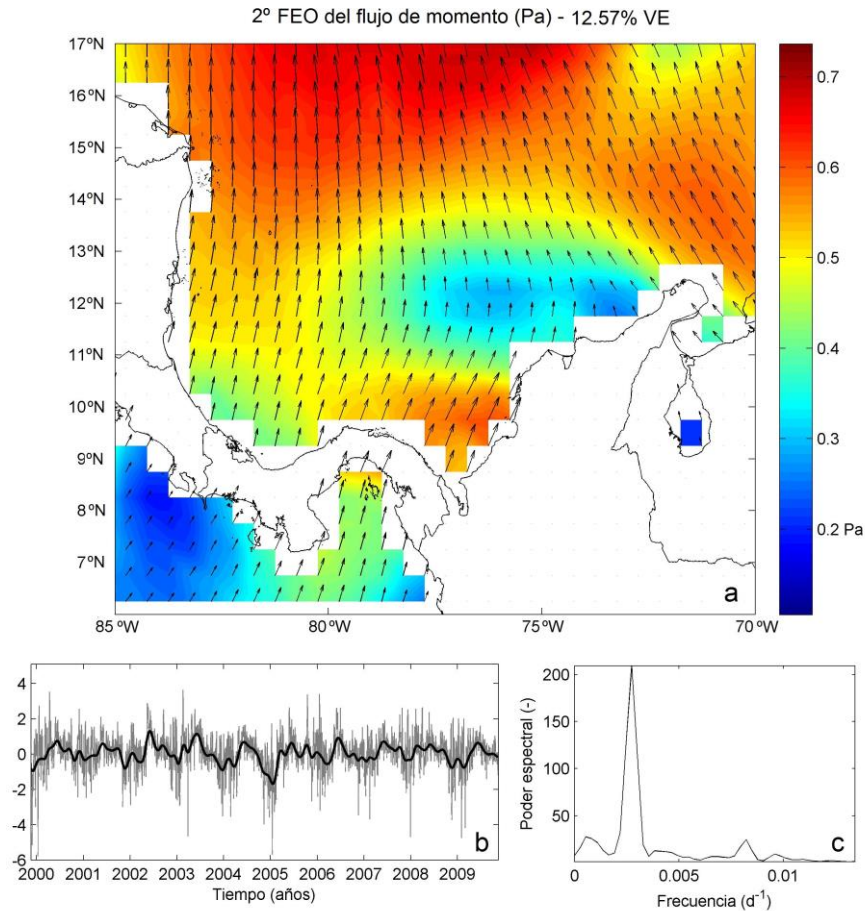


Figura 7.8 Segunda Función Empírica Ortogonal del flujo de momento
 (a) 2° FEO del flujo de momento en el área de estudio – 12.57% varianza explicada, (b) serie de tiempo de la segunda componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

El tercer modo (figura 7.9) muestra un patrón espacial de menor magnitud y amplitud a lo largo del año, con dirección noroeste en el noroeste de la cuenca, lo cual podría explicarse por los frentes fríos que transitan principalmente durante una época del año (Wang & Enfield, 2001). Al este de la cuenca, la dirección del flujo en el tercer modo muestra una tendencia anticiclónica, la cual podría estar relacionada con la dinámica de la NASH. La tercera FEO presenta un patrón que explica el 8.00% de la varianza total explicada. En conjunto, los tres primeros modos capturaron una varianza acumulada del 48%.

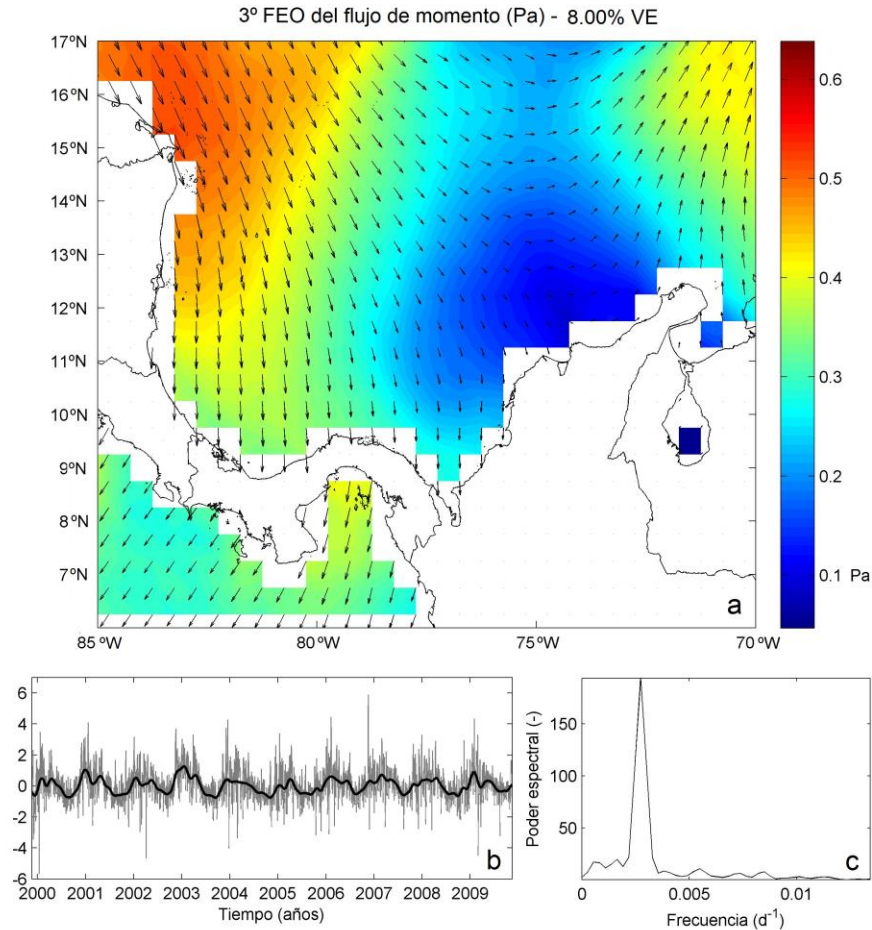


Figura 7.9 Tercera Función Empírica Ortogonal del flujo de momento

(a) 3° FEO del flujo de momento en el área de estudio – 8.00% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

En cuanto a la relación entre la ocurrencia de procesos oceanográficos y meteorológicos y la variabilidad del flujo de momento en la cuenca (tabla 7.1), tanto la OLR como las variables SUR y CLLJ presentaron correlaciones significativas con la primera FEO del flujo de momento. En el caso de la migración de la ZCIT medida a través de la variabilidad de la OLR, la correlación fue de 0,73 con la primera FEO. Para el caso de la temperatura en surgencia, la correlación fue de -0,83, lo cual indica que ante el aumento en la magnitud del flujo de momento ocurrió una disminución de la TSM, confirmando tanto la teoría de las surgencias costeras (Bowden 1984) como algunos estudios en la cuenca (Petus et al, 2008; Ruiz-Ochoa et al, 2012) .

La correlación entre la variable CLLJ y la primera FEO del flujo de momento fue de -0,71, indicando también una asociación negativa entre la componente zonal del viento en el chorro en el nivel de 925mb y el modo que capturó la mayor variabilidad en la cuenca.

Tabla 7.1. Valores de la correlación entre procesos y modos de variabilidad con el flujo de momento en la cuenca

	Serie de tiempo en puntos representativos de la cuenca					Serie de tiempo de la función		
	MOS	DAR	GUA	NOR	CHO	FEO 1	FEO 2	FEO 3
OLR	0,00	0,63	0,33	0,09	0,66	0,73	-0,41	0,63
SUR	-0,15	-0,64	-0,52	-0,34	-0,73	-0,83	0,31	-0,48
CLLJ	0,06	-0,53	-0,42	-0,13	-0,62	-0,71	0,16	-0,65

Por otra parte, la segunda FEO del flujo de momento no tuvo correlaciones significativas con ninguno de los procesos estudiados a pesar de tener una periodicidad anual. Sin embargo, la amplitud de esta variabilidad fue menor que la del primer modo. La tercera FEO indica que el 8% de la varianza total está relacionada con la migración de la ZCIT en la cuenca. Sin embargo, de acuerdo al patrón espacial del tercer modo y su la correlación con la OLR, es posible que la correlación relativamente alta se deba a la migración meridional de la NASH, que a su vez está relacionada con la dinámica del CLLJ y el clima de Centroamérica y el Caribe.

En cuanto a la correlación entre procesos y la variabilidad del flujo de momento en puntos representativos, la ZCIT se vio reflejada en la variabilidad del flujo en la región al norte del Golfo del Darién ($r=0.63$) y en la zona del chorro de baja altura ($r=0.66$). La menor correlación se observó entre la OLR y el flujo de momento en la zona de Mosquitos ($r=0.00$). La variable SUR estuvo principalmente relacionada con el flujo en la zona del chorro ($r=-0.73$) y con el flujo en la Guajira ($r=-0.52$) indicando, al igual que la correlación entre la primera FEO y SUR, que la TSM mostró variación de acuerdo a la surgencia eólica en esta subregión del área de estudio.

7.2.4 Variabilidad del Bombeo, succión y transporte de Ekman

Debido a que el flujo de momento sobre la superficie del mar ejerce influencia sobre la dinámica superficial del océano, se estudió la variabilidad del TE y BE en el área de estudio. La relación directa entre el rotor del esfuerzo de viento se vio reflejada en la magnitud del BE en la cuenca. Hacia el norte del área de estudio, la componente vertical de dicho rotor fue débilmente negativa, por lo tanto se registró succión con valores entre 0 md^{-1} y $-0,5 \text{ md}^{-1}$, indicando hundimiento de agua (figura 7.10c).

En contraste, a lo largo de la costa Colombiana se registró bombeo con magnitud considerablemente mayor ($0,5 \text{ md}^{-1}$ y $1,7 \text{ md}^{-1}$), con un máximo en 76°N , 10°W . Sobre este centro de coordenadas estuvo localizado el rotor ciclónico del esfuerzo (figura 7.4c y Ruiz-Ochoa et al (2012), figura 5) ocasionado por la curvatura de los vientos alisios en la zona de influencia del CLLJ. Por otra parte, en el área central de la cuenca incluyendo las aguas costeras de Costa Rica y Nicaragua, el BE fue aproximadamente 0 md^{-1} (Figura 7.4c). De acuerdo con la desviación estándar del BE y SE (Figura 7.5d), la variación registrada fue inferior a los $0,5 \text{ md}^{-1}$.

Sin embargo, se observó la existencia de dos centros de variación relativamente alta ($>1,5 \text{ m d}^{-1}$): uno de ellos en la zona donde se registró el mayor BE (alrededor de 10°N , 76°W); y el otro sobre los 10°N , 81°W frente a las costas de Panamá.

A diferencia de la succión y el bombeo, el TE es horizontal y su dirección en el hemisferio norte es hacia la derecha del viento. La zona de mayor TE en la cuenca coincidió con la ubicación promedio del CLLJ (figura 7.10a). Debido a que el flujo de momento en esta zona tuvo dirección noreste, la dirección predominante del TE fue hacia el noroeste con magnitudes mayores a $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ alrededor de 12°N , 75°W (Figura 7.10a).

La zona de mayor variabilidad en el tiempo estuvo centrada en 11°N y 75°W , con una desviación estándar de $4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, un valor relativamente alto con respecto al promedio en esta zona ($6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). En el norte de la cuenca la variación fue considerablemente menor, con valores entre $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, en particular al norte del paralelo 14°N . La mayor variabilidad temporal se registró en las zonas costeras de la cuenca con valores superiores a los $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Figura 7.10b).

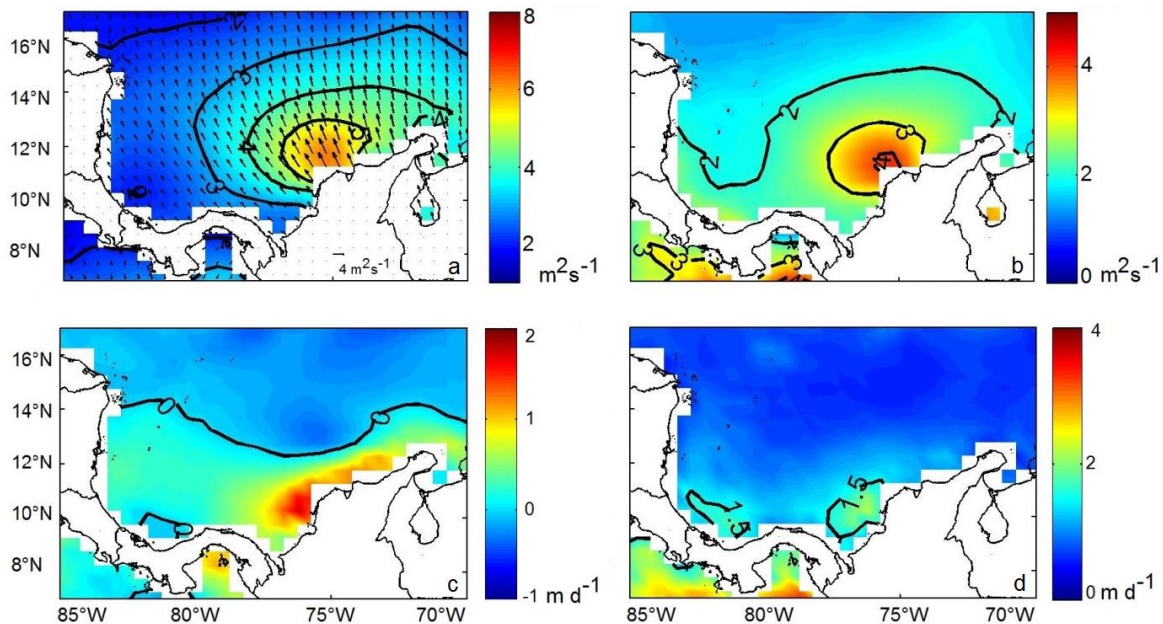


Figura 7.10 Promedio del Transporte y Bombeo de Ekman en el mar Caribe Colombiano
 (a) Promedio del Transporte de Ekman ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), (b) su desviación estándar, (c) bombeo y succión de Ekman (m d^{-1}) y (d) su desviación estándar

La obtención del ciclo anual de la dinámica superficial de Ekman permitió la determinación de núcleos de mayor bombeo y succión con respecto al resto de la cuenca. La principal característica del BE en la escala mensual (figura 7.11), tal como se evidenció en el mapa del bombeo promedio (figura 7.10c), fue la distinción de una zona activa de ascenso de aguas en las costas de Colombia y velocidades de hundimiento relativamente bajas al norte de la cuenca. Adicionalmente, se determinó la estacionalidad del BE. Con centro en 11°N y 76°W , las velocidades aumentaron de 2 m d^{-1} a $3,5 \text{ m d}^{-1}$ entre diciembre y febrero, siendo los valores más altos registrados en la cuenca. A partir del mes

de marzo ocurrió un debilitamiento en el bombeo, cuya magnitud varió entre 1 md^{-1} y $1,5 \text{ md}^{-1}$ principalmente en las zonas costeras de Colombia entre 71°W y 76°W . En el mes de junio se reactivó la zona de bombeo con valores entre $1,5 \text{ md}^{-1}$ y 2 md^{-1} , sin embargo fue de menor magnitud con respecto a diciembre y febrero. En el período septiembre-noviembre, las velocidades fueron aproximadamente homogéneas en la cuenca y no se observó la presencia de gradientes importantes. A pesar de esta homogeneidad, se mantuvo el patrón de bombeo al sur de la cuenca y succión hacia el norte.

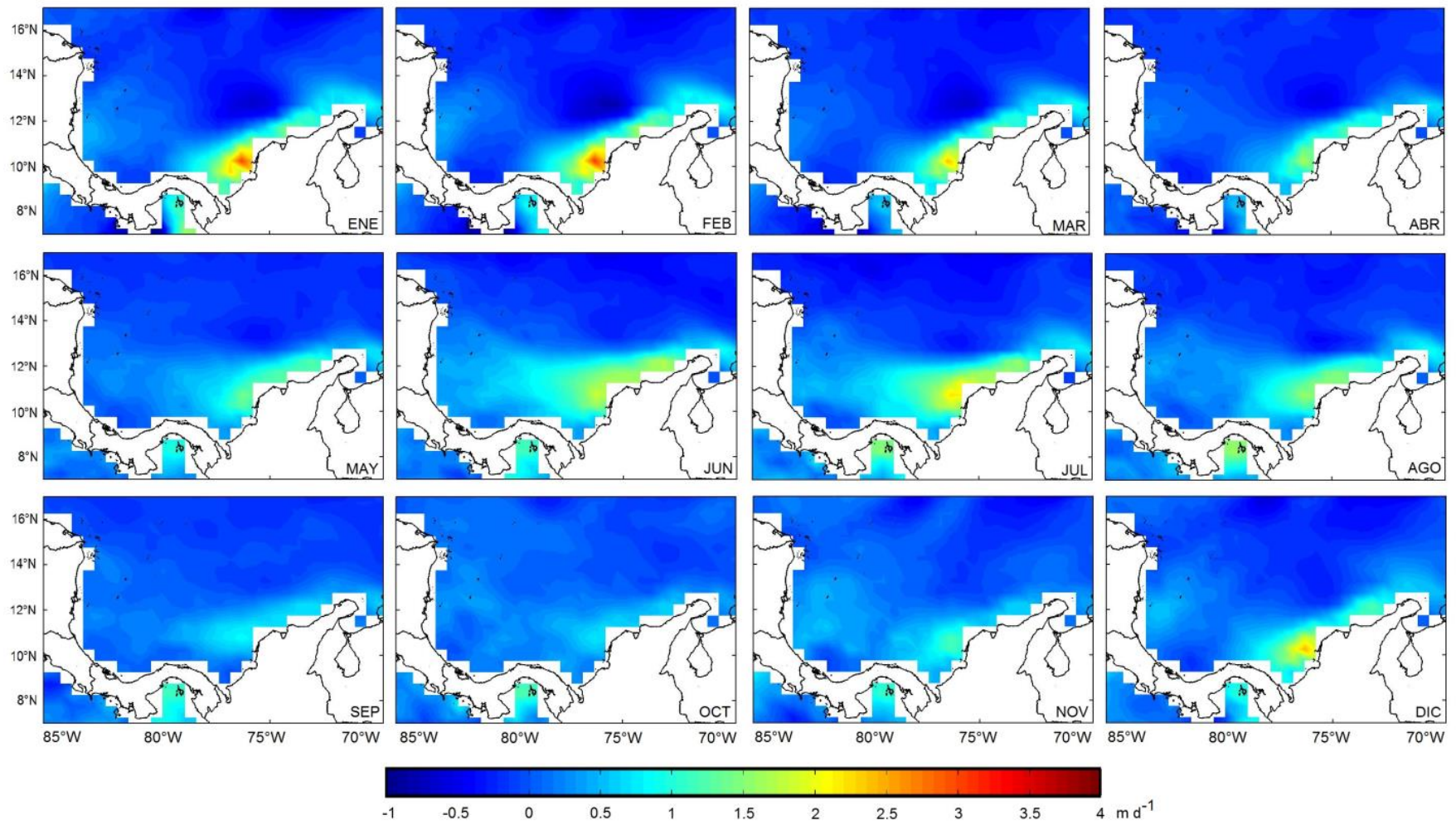


Figura 7.11 Ciclo anual promedio del bombeo y succión de Ekman en la cuenca Colombia (m d^{-1})

La dinámica mensual del TE fue similar a la del bombeo y la succión, en particular con respecto a la ubicación de las zonas de mayor magnitud promedio y su estacionalidad. De acuerdo con la figura 7.12, se observó que el periodo diciembre-febrero fue la época del año en la que se alcanzó el mayor transporte hacia el noroeste de la cuenca, cuando la magnitud del transporte aumentó de $8 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a $10 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ alrededor de 12°N , 75°W . Entre marzo y mayo el transporte disminuyó en magnitud ($6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a $4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) para nuevamente intensificarse durante junio-julio ($5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a $7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). Los valores más bajos en toda la cuenca se presentaron durante septiembre –noviembre ($2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ a $3 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$).

Desde el punto de vista de las velocidades de ascenso y descenso de agua en la base de la capa de Ekman, en Ruiz-Ochoa et al (2012) se mostró la distribución espacial del rotor del esfuerzo de viento, variable que está directamente relacionada con la magnitud de estas velocidades. Se encontró en dicho estudio que el rotor del esfuerzo fue positivo y máximo alrededor de 11.5°N , 74.5°W para la estación diciembre-enero-febrero, repitiéndose el mismo patrón en la estación junio-julio-agosto, sin embargo la magnitud del rotor disminuyó en un 22% aproximadamente. Similarmente, en el presente estudio el BE alrededor de 10°N , 77°W disminuyó aproximadamente en 21%.

Tanto para el TE como en el BE se encontró que en los núcleos de coordenadas 11°N - 11.5°N y 74.5°W - 75.5°W su magnitud relativamente alta se destacó en diciembre-enero-febrero y junio-julio-agosto. Lo anterior también fue observado en el modelamiento hidrodinámico en este sector (Málikov, 2010), dejando un tema de interés para investigaciones posteriores en las que se revise no sólo la dinámica superficial de origen eólico, sino además la estructura vertical de las aguas de la región.

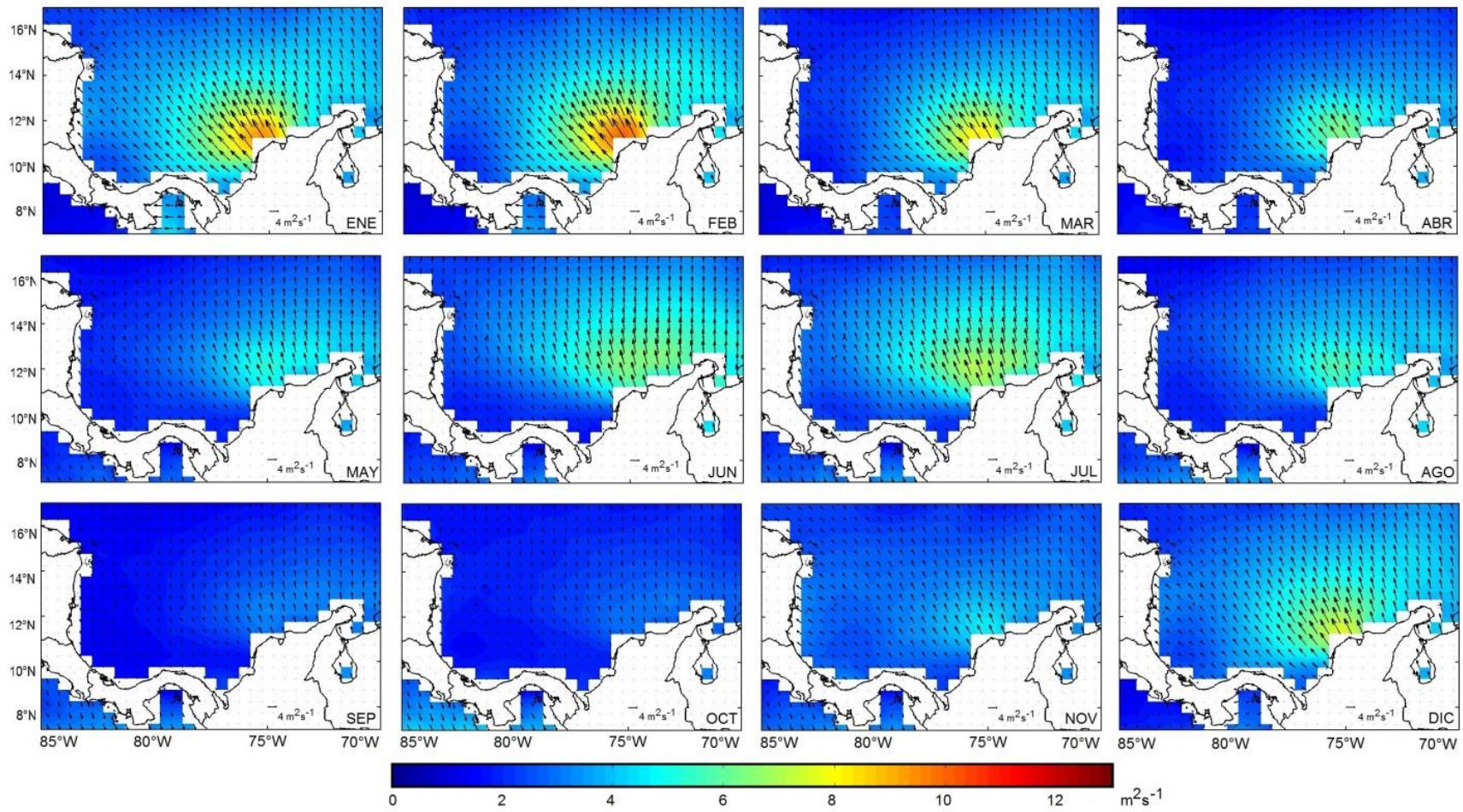


Figura 7.12 Ciclo anual promedio del transporte de Ekman en la cuenca Colombia, mar Caribe (m^2s^{-1})

7.3 VARIABILIDAD DE LOS FLUJOS DE CALOR

7.3.1 Promedio y desviación estándar

La distribución espacial de los flujos de calor sensible (QS) y de calor latente (QL) en la cuenca muestra la presencia de gradientes importantes y gran variabilidad espacio-temporal a lo largo del año (figura 7.13). Tal como fue estudiado por Kallberg et al (2005) con datos del ECMWF, el QS con base en los resultados de OAFflux estuvo en el rango de -10 Wm^{-2} (absorción de calor por parte del océano) a 10 Wm^{-2} (emisión de calor) lo cual es típico para el mar Caribe, así como para las aguas costeras del océano Pacífico sobre centroamérica y las franjas centrales ($10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$ aproximadamente) de los océanos Atlántico y Pacífico.

El QS en la cuenca estuvo principalmente en el rango entre -5 Wm^{-2} y 5 Wm^{-2} al norte de 10°N y al este de 80°W con dos núcleos, uno sobre 13°N , 77°W y otro en la zona de surgencia de la Guajira (13.75°N , 73.75°W aproximadamente) donde el aire transfirió calor a la superficie del océano (hasta 3 Wm^{-2}). En contraste, hacia el suroeste de la cuenca el QS fue mayor a 10 Wm^{-2} , alcanzando 15 Wm^{-2} cerca a Panamá y Costa Rica. Lo anterior está de acuerdo con la hipótesis de Ruiz-Ochoa et al (2012) con respecto a la posible acumulación de calor en una capa delgada de agua sobre el Golfo del Darién, producto de la dinámica fluvial y la consolidación de una pinoquina que restringe la mezcla vertical. En lo que respecta a la variabilidad temporal, los mayores valores se registraron en la zona de surgencia de la Guajira ($>8 \text{ Wm}^{-2}$), lo cual indica que las aguas de esta zona presentan un ciclo de absorción y liberación de calor sensible a lo largo del año. Lo anterior también aplica para las aguas centrales de la cuenca, sin embargo la desviación estándar fue menor (aproximadamente 6 Wm^{-2}).

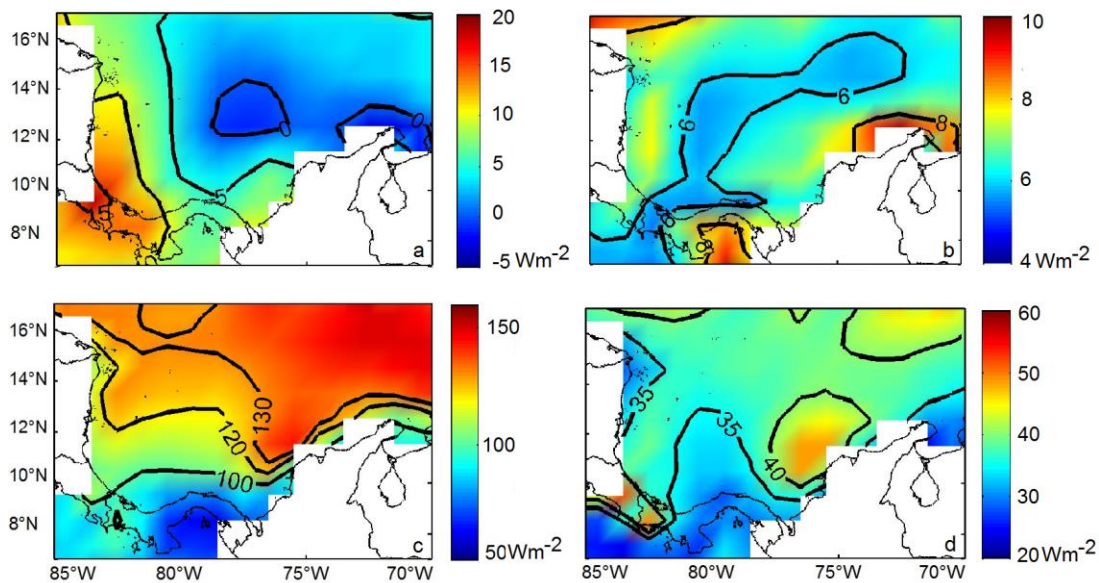


Figura 7.13 Promedio de los flujos de calor sensible y latente en el área de estudio (Wm^{-2})
(a) flujo de calor sensible, (b) su desviación estándar, (c) flujo de calor latente y (d) su desviación estándar

De acuerdo con la expresión 4.6, el flujo de calor es una función de la velocidad del viento y de la diferencia de temperaturas entre el océano y la atmósfera. Desde el punto de vista de las temperaturas, al comparar las figuras de la TSM promedio (7.1a) y la T_a promedio (7.1c) en la cuenca se puede observar que la zona de mayor T_a coincidió con uno de los núcleos de QS negativo (13°N , 77°W), lo cual indica absorción de calor por parte del océano. En contraste, el otro núcleo donde el océano en promedio perdió calor fue sobre la surgencia de la Guajira, donde se registró la menor TSM promedio.

Con respecto a la relación entre QS y el flujo de momento en la cuenca, se observó que las zonas donde se reportó la mayor magnitud y variabilidad del viento no coinciden con aquellas donde el QS fue relativamente alto o bajo. Lo anterior sugiere que la transferencia de calor por conducción en la cuenca está gobernada principalmente por la heterogeneidad espacial de los gradientes verticales de temperatura y en menor medida por el viento superficial.

A diferencia de la distribución del QS, el promedio del QL en la cuenca sugiere que ésta transferencia está influenciada principalmente por el viento. El QL al noreste del área de estudio fue considerablemente mayor con valores por encima de 130 Wm^{-2} , coincidiendo con la ubicación del CLLJ a lo largo del año. El gradiente de QL fue principalmente meridional, con una variación entre 140 Wm^{-2} al norte de la cuenca y 100 Wm^{-2} al sur, en el Golfo del Darién y sobre las costas de Panamá. Frente a las costas de Nicaragua se registró una variación meridional entre 100 y 120 Wm^{-2} entre 10°N y 15°N , mientras que en las aguas costeras de Colombia el QL fue del orden de 100 Wm^{-2} aumentando desde la costa hacia el océano.

La mayor variabilidad en el tiempo, de acuerdo con la desviación estándar del QL (figura 7.13d), se registró en la zona de influencia del CLLJ con valores entre 40 Wm^{-2} y 50 Wm^{-2} . En general, la variación fue mayor hacia el noreste donde también se registró la mayor variabilidad relativa del viento en superficie (Ruiz-Ochoa & Bernal, 2009). En la mayor parte de la cuenca, especialmente en la zona central y occidental, la desviación del QL estuvo entre 35 Wm^{-2} y 40 Wm^{-2} . En contraste, la menor variabilidad se observó al sur donde la desviación estuvo entre 20 Wm^{-2} y 30 Wm^{-2} . La comparación de las figuras de la humedad específica promedio del aire (figura 7.1e) y la del flujo de momento promedio (figura 7.5a) sugiere que el tanto la magnitud del QL como su variabilidad están directamente relacionadas con el viento en superficie, en particular por la influencia del CLLJ.

7.3.2 Ciclo anual de los flujos de calor

El ciclo anual del QS (figura 7.14) muestra la evolución mensual de este flujo, lo cual permitió determinar las épocas del año en las cuales la conducción de calor en la frontera mar-aire fue significativa. Durante gran parte del año, en particular entre enero y agosto, la conducción de calor se dio principalmente del aire hacia el océano (flujo negativo) con valores entre 0 Wm^{-2} y 5 Wm^{-2} . Esto se observó para las zonas central y norte del área de estudio, incluyendo el área de influencia de los vientos alisios y el CLLJ. No obstante, este patrón se mantuvo sin cambios apreciables en magnitud y cobertura espacial en la cuenca entre enero y agosto, lo cual no se observó para el caso del flujo de momento cuya estacionalidad ha sido estudiada (Ruiz-Ochoa & Bernal, 2009), y que presenta valores máximos en la época de diciembre-febrero y posteriormente en junio-agosto (Wang, 2007). Lo

anterior sugiere, al igual que en el análisis del promedio, que el QS en la cuenca obedece más a la diferencia entre la TSM y la Ta, y no tanto de la velocidad del viento.

Al sur de la cuenca (cerca de los Golfo del Darién y de Mosquitos), la variación mensual del QS fue significativamente menor que en el resto de la cuenca, con valores entre 0 Wm^{-2} y 5 Wm^{-2} entre enero y agosto, y entre 5 Wm^{-2} y 10 Wm^{-2} entre septiembre y diciembre. Durante el tercer cuatrimestre del año, el QS promedio fue positivo con valores en el intervalo (0 Wm^{-2} , 10 Wm^{-2}), a excepción del centro de la cuenca (13°N , 77°W) donde la magnitud de la conducción fue menor en comparación (3 Wm^{-2} en promedio). La evolución mensual del QS sugiere además que esta forma de transferencia de calor estuvo modulada por la época de lluvias debido a que el flujo cambió de sentido a partir del mes de septiembre y se mantuvo esta tendencia hasta el mes de diciembre.

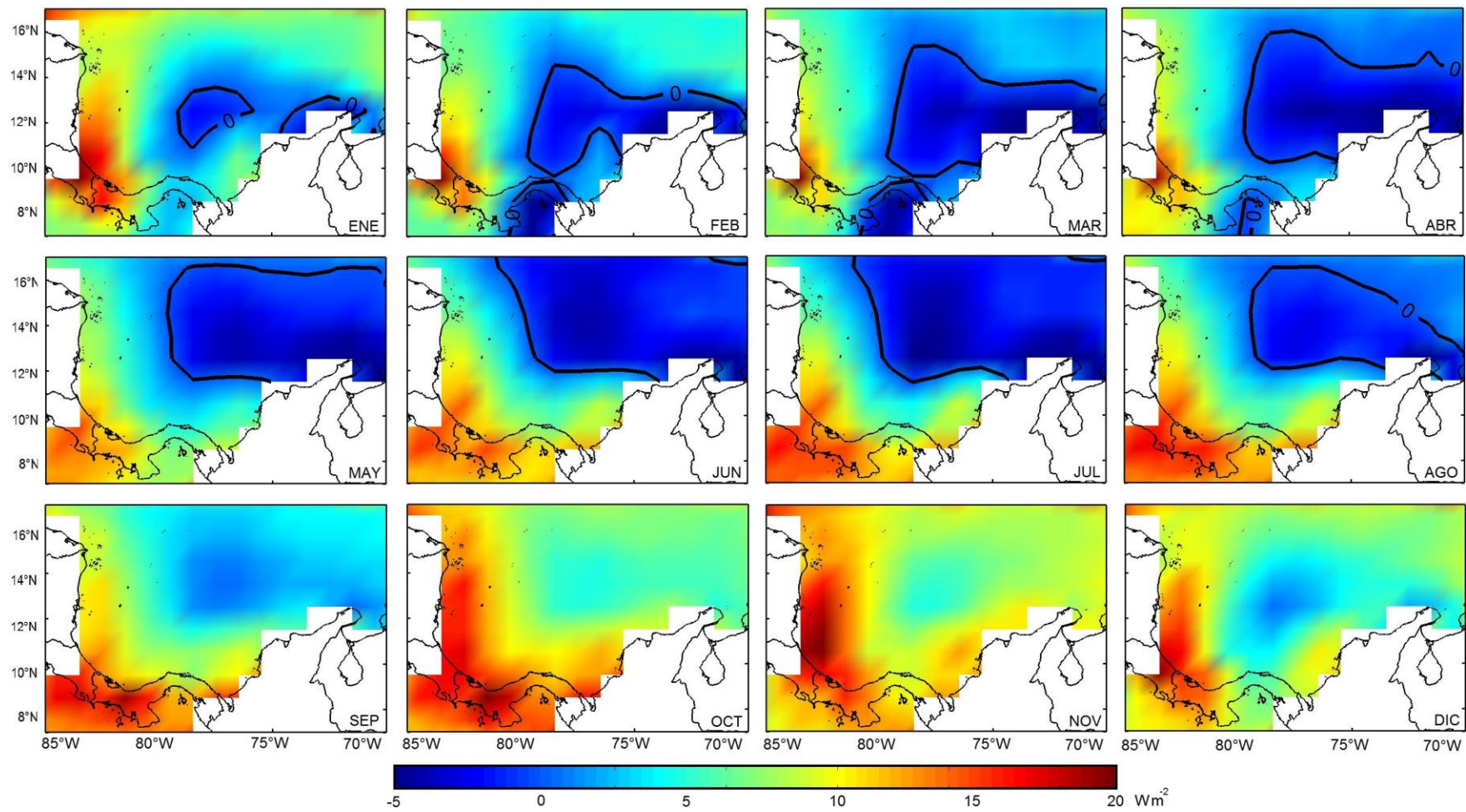


Figura 7.14 Ciclo anual del flujo de calor sensible en la cuenca Colombia (Wm^{-2})

El ciclo anual del QL en la cuenca refleja la clara influencia del flujo de momento en la magnitud del mismo. Al igual que en el caso del viento en superficie, los valores máximos en el flujo de calor latente fueron registrados en el área de influencia del CLLJ y en particular alrededor de 11°N, 76°W donde la magnitud fue del orden de 160 Wm⁻² en enero, y 150 Wm⁻² en febrero. Estos valores también fueron observados en el norte de la cuenca y hacia el noreste donde la magnitud superó los 175 Wm⁻² sobre el paso de Aruba. En el primer trimestre del año se observó el debilitamiento en la magnitud de QL en la cuenca, en particular en la zona del chorro y en el norte donde su magnitud cambió de valores por encima de 150 Wm⁻² al rango entre 130 Wm⁻² y 140 Wm⁻².

En el mes de abril la magnitud del QL fue homogénea en gran parte de la cuenca, especialmente al norte de 12°N (100 Wm⁻² - 130 Wm⁻²). Este patrón se mantuvo durante el mes de mayo y posteriormente cambió tras el aumento del QL a 130 Wm⁻² al norte y noreste del área de estudio. En los meses de junio-julio-agosto se reportó el segundo máximo estacional en el flujo de calor latente, coincidiendo con la dinámica del chorro de baja altura del Caribe. En contraste, durante septiembre y octubre el flujo fue relativamente homogéneo en la cuenca (75 Wm⁻² a 120 Wm⁻²) mientras que el noviembre se consolidó un gradiente meridional en el QL (aproximadamente 75 Wm⁻² entre 10°N y 16°N).

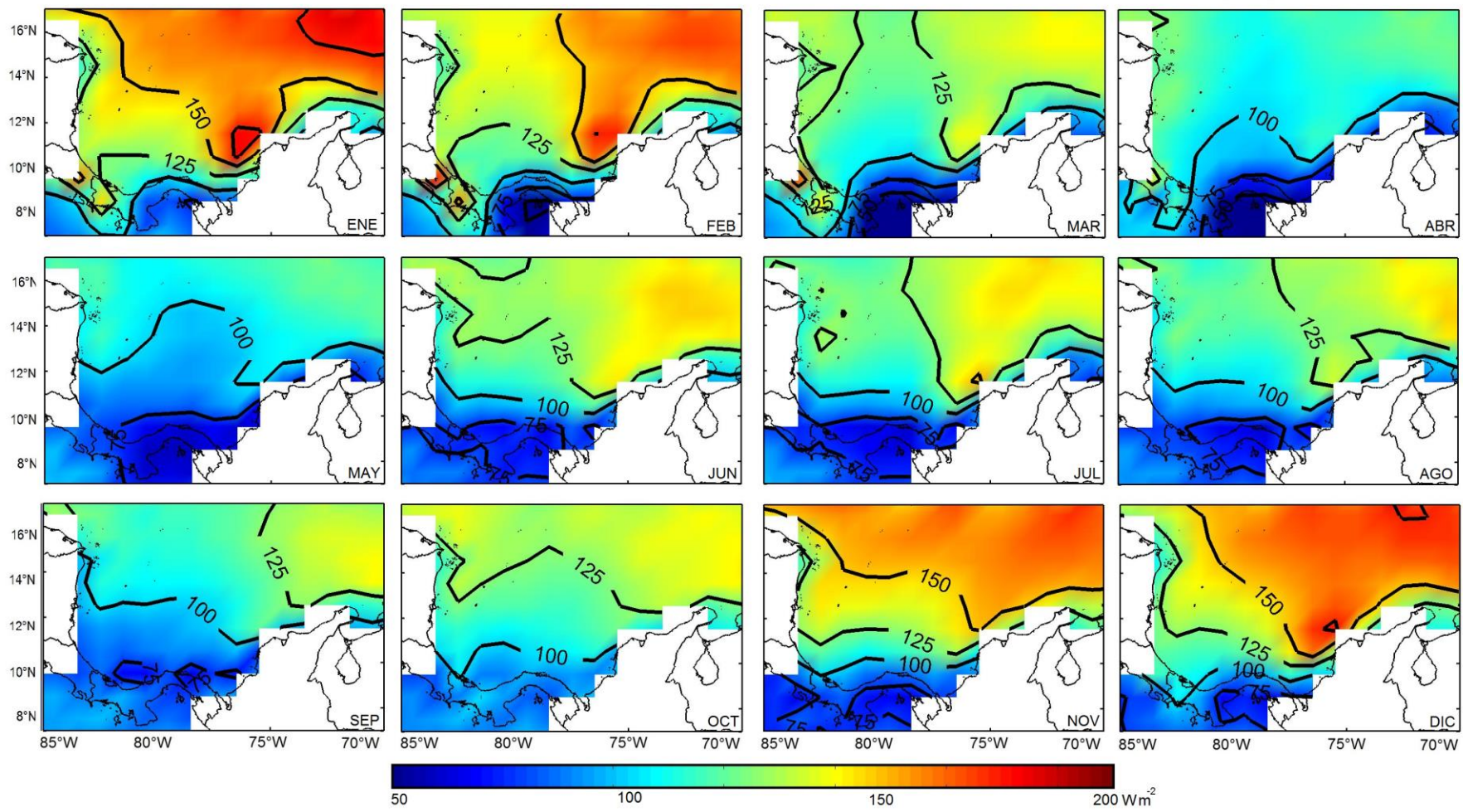


Figura 7.15 Ciclo anual del flujo de calor latente en la cuenca Colombia (Wm^{-2})

7.3.3 Modos de variabilidad del flujo de calor sensible

La primera FEO del QS (figura 7.16) en la cuenca muestra una varianza explicada del 38.11%, a la cual se le asocia una variabilidad anual entre los meses de enero y noviembre con un máximo en la serie de tiempo a mediados de cada año. El patrón espacial muestra variabilidad negativa principalmente al norte de la cuenca, lo cual coincide con la distribución espacial del QS entre los meses de enero y agosto.

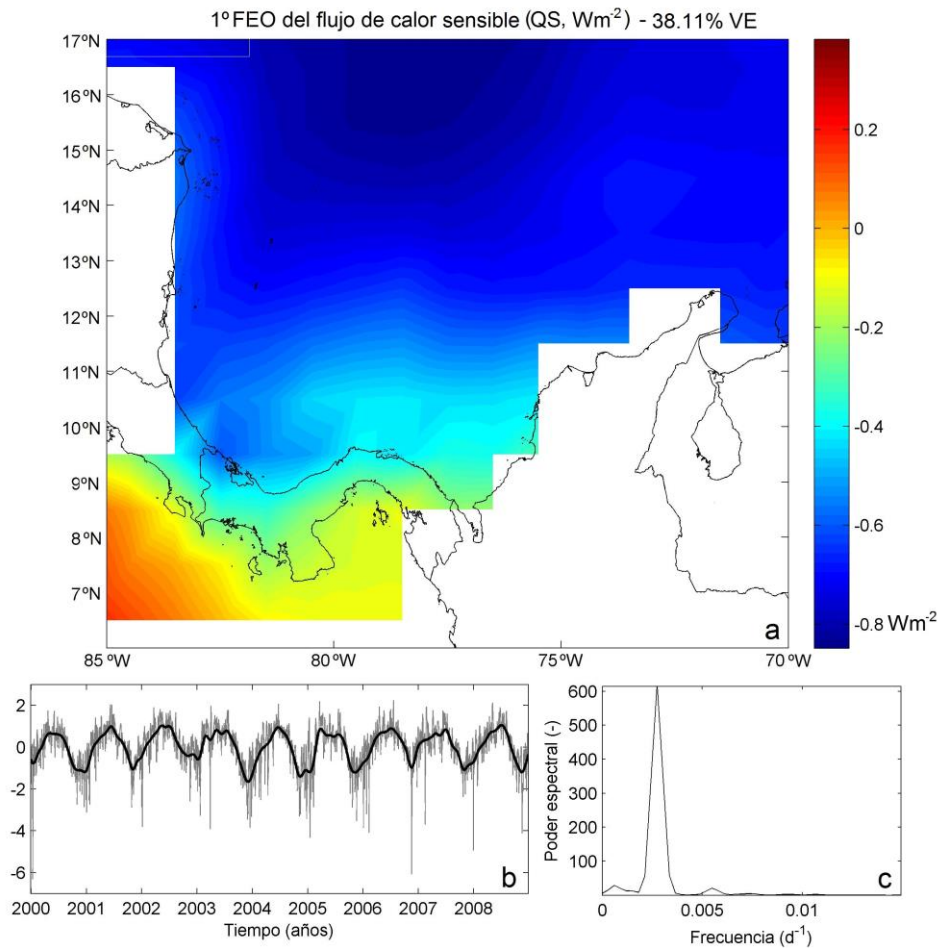


Figura 7.16 Primera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor sensible (Wm⁻²)
(a) Distribución espacial de la 1º FEO – 38.11% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

El espectro de frecuencias para la 1º FEO del QS (figura 7.16.c) muestra una periodicidad aproximadamente anual entre los meses de enero y noviembre. La mayor amplitud de la variabilidad de acuerdo con la figura 7.16b se registró durante el 2004. Este modo no mostró una variabilidad estacional y explicó una mayor variabilidad que la primera FEO del flujo de momento en la cuenca.

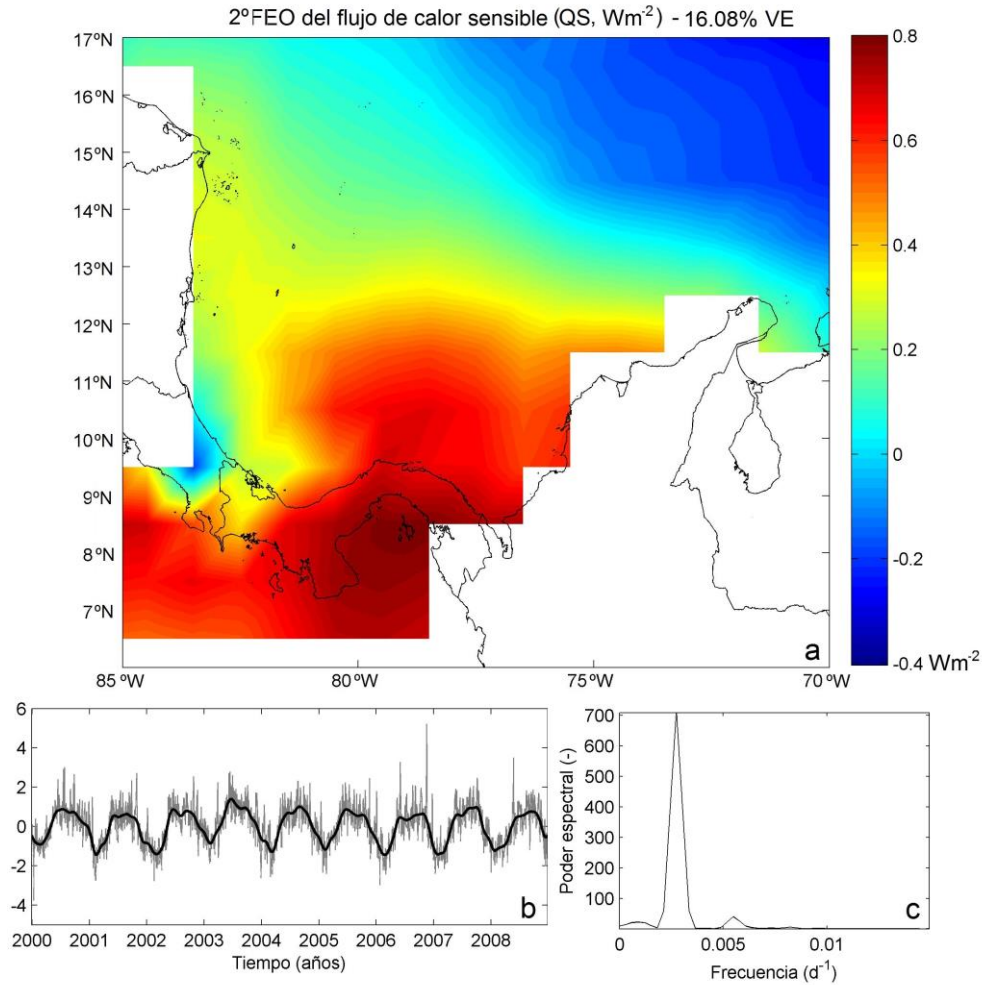


Figura 7.17 Segunda Función Empírica Ortogonal del flujo de calor sensible (Wm^{-2})
 (a) 2° FEO del flujo de momento en el área de estudio – 16.08% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

Al igual que la primera FEO del QS, el segundo modo de variabilidad muestra una periodicidad anual con tendencia al aumento durante el primer semestre del año y a la disminución en el segundo semestre. La mayor variabilidad para este modo se registró entre 2003 y 2004. En cuanto al patrón espacial de la segunda FEO, se observó una variabilidad de signo positivo al sur de la cuenca, centrada sobre el istmo de Panamá, mientras que la de signo negativo, indicando un patrón de descenso en los valores de QS fue registrada en el noreste de la cuenca. El segundo modo refleja un gradiente zonal en el flujo de calor sensible en la cuenca.

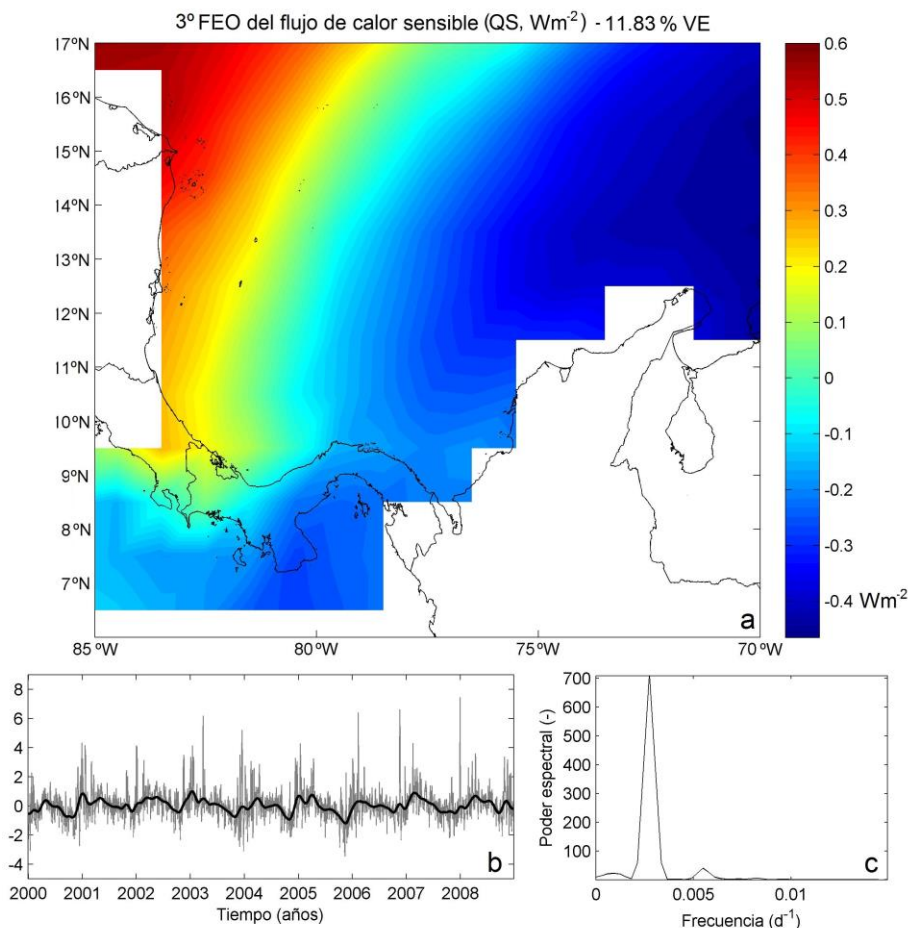


Figura 7.18 Tercera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor sensible (Wm^{-2}) (a) 3° FEO del flujo de momento en el área de estudio – 11.83% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

La tercera FEO del flujo de calor sensible explica el 11.83% de la varianza total con una periodicidad anual de menor amplitud en comparación con las primeras dos funciones empíricas. A diferencia de la segunda FEO, el patrón espacial de la tercera función muestra que aproximadamente el 12% de la varianza del QS en la cuenca obedece a un gradiente zonal, con valores negativos en el este y positivos en el oeste.

Tabla 7.2. Valores de la correlación de Pearson para el flujo de calor sensible

	Serie de tiempo en puntos representativos de la cuenca					Serie de tiempo de la función		
	MOS	DAR	GUA	NOR	CHO	FEO 1	FEO 2	FEO 3
OLR	-0,22	-0,76	-0,21	-0,04	-0,59	-0,02	-0,84	0,52
SUR	0,06	0,58	0,33	0,21	0,49	-0,09	0,61	-0,47
CLLJ	0,40	0,85	0,46	0,25	0,79	-0,25	0,78	-0,66

Los valores de la correlación de Pearson entre OLR, SUR y CLLJ y la primera FEO del flujo de calor sensible (tabla 7.2) sugieren que ninguno de estos procesos meteorológicos está gobernando de forma significativa la transferencia de calor sensible en la cuenca. La correlación entre la radiación saliente de onda larga y la serie de tiempo de la primera FEO fue de -0.02, lo cual indica que el tránsito meridional de la ZCIT no ejerce una influencia significativa en la cuenca en cuanto a la transferencia de calor por conducción en la interfase océano-atmósfera. Lo anterior también se observó para el caso de las variables SUR y CLLJ con la primera FEO, indicando la baja correlación entre el modo que refleja la mayor varianza en el tiempo y los procesos más representativos de la cuenca.

No obstante, la correlación entre la serie de tiempo de la segunda FEO y la OLR fue de -0,84 lo cual refleja que el movimiento de la ZCIT ejerce influencia pero esta interacción se refleja con menor varianza. Las correlaciones entre SUR, CLLJ y la segunda función empírica presentaron coeficientes relativamente altos (0,61 para SUR y FEO 2; 0.78 para CLLJ y FEO 2).

7.3.4 Modos de variabilidad del flujo de calor latente

La respuesta del primer modo de variabilidad para el flujo de calor latente (figura 7.19) fue del 35% con respecto a la varianza total explicada, con un patrón espacial similar al registrado en la primera FEO del QS en la cuenca. Dicho patrón muestra variabilidad de signo negativo al norte de la cuenca con centro en 15°N, 78°W mientras que la variabilidad positiva se reportó en las aguas del Pacífico Colombiano. El espectro de la serie de tiempo de la primera FEO para el QL muestra un máximo en el poder espectral para la frecuencia anual y otro máximo relativo de menor poder en la frecuencia estacional. Lo anterior podría estar relacionado con lo observado en el ciclo anual del QL donde su mayor variabilidad se registró en la zona de influencia del chorro de baja altura del Caribe, el cual es estacional.

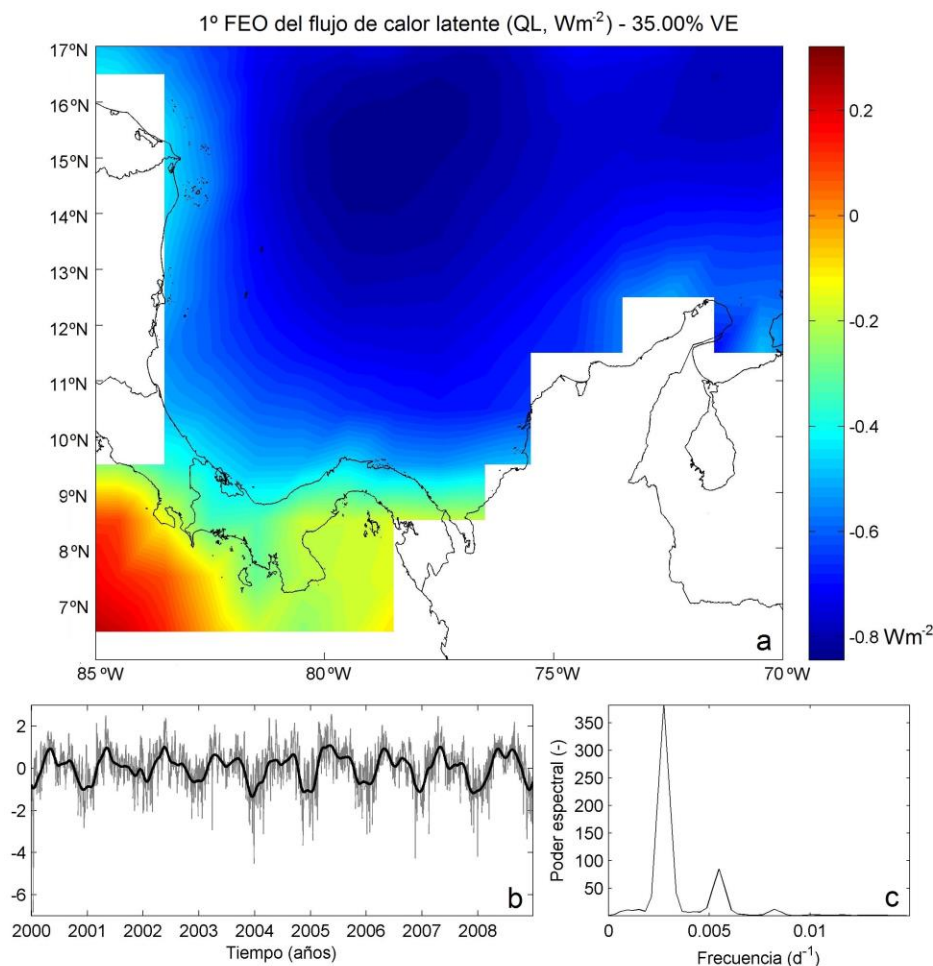


Figura 7.19 Primera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor latente (Wm^{-2}) (a) 1° FEO del flujo de calor latente en el área de estudio – 35.00% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

La segunda FEO del flujo de calor latente (figura 7.20) muestra que este modo captura el 16.70% de la varianza total. El patrón espacial para esta componente refleja un gradiente zonal para el QL donde la variabilidad de signo negativo se observó al oriente de la cuenca y la de signo positivo al occidente, principalmente sobre las aguas costeras de Nicaragua, Costa Rica y el Golfo de Mosquitos. A diferencia de los modos de variabilidad del QS, esta componente del QL reflejó un máximo relativo en la frecuencia estacional. Esta estacionalidad puede estar explicada por la influencia del chorro de baja altura tal como se evidenció en el ciclo anual de esta variable.

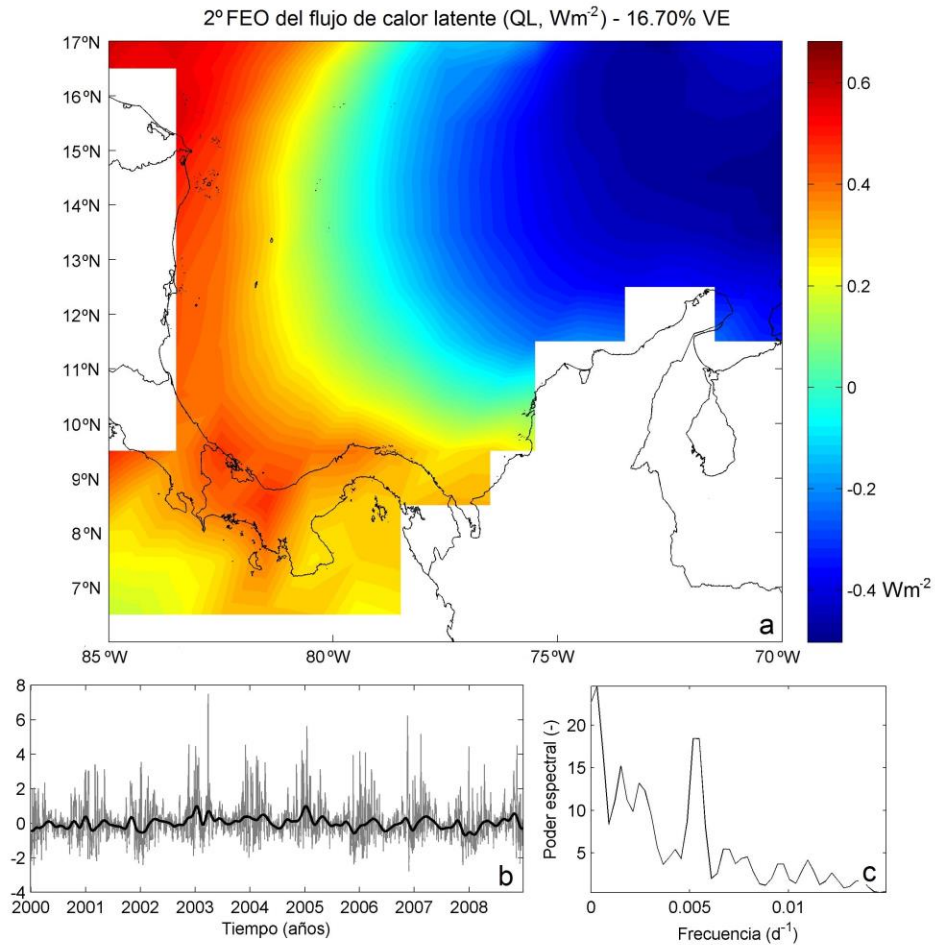


Figura 7.20 Segunda Función Empírica Ortogonal del flujo de calor latente (Wm^{-2})
 (a) 2° FEO del flujo de momento en el área de estudio – 16.70% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del segundo modo filtrado

La tercera FEO del flujo de calor latente indica que este modo de variabilidad capturó el 5.82% de la varianza total. La serie de tiempo de esta función ortogonal muestra máximos espectrales en las bandas de periodicidad anual y estacional, con un patrón espacial que reflejó un gradiente noroeste-sureste en la cuenca.

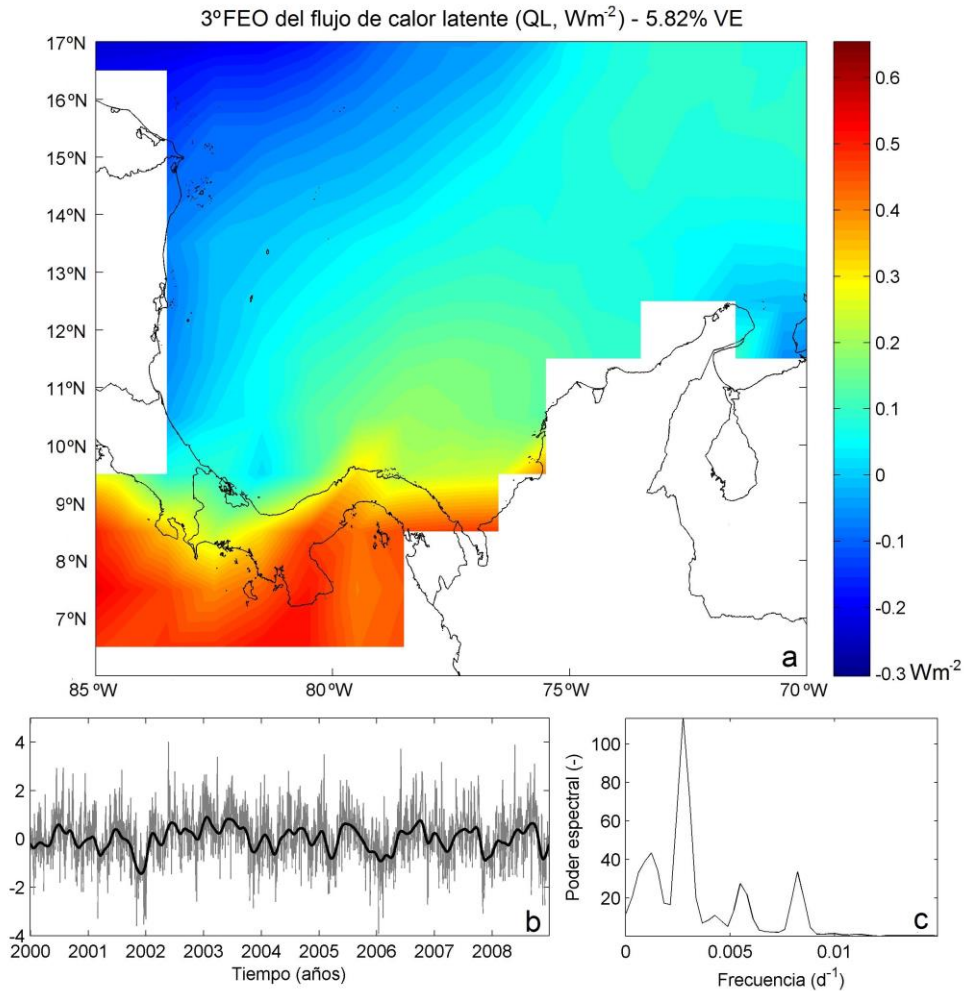


Figura 7.21 Tercera Función Empírica Ortogonal del flujo de calor latente (Wm^{-2})
 (a) 3° FEO del flujo de calor latente en el área de estudio – 5.82% de varianza explicada, (b) serie de tiempo de la primera componente principal y (c) espectro de frecuencias del tercer modo filtrado

La tercera FEO del flujo de calor latente capturó el 5.82% de la varianza total en la cuenca. Su distribución espacial muestra variabilidad positiva en toda la cuenca, en particular hacia el noroeste por encima de 15°N . Por otra parte, a pesar de que la frecuencia para la cual se obtuvo el mayor poder espectral estuvo en la banda estacional, la periodicidad y la amplitud de esta componente no fueron tan notables como el caso de la primera FEO para este flujo. Se registró además dos máximos relativos con frecuencias en el intervalo de $0,005\text{d}^{-1}$ y $0,01\text{d}^{-1}$, con poder espectral de aproximadamente 30.

La tabla 7.3 muestra la correlación entre procesos oceanográficos y meteorológicos con el flujo de calor latente en la cuenca.

Tabla 7.3. Valores de la correlación de Pearson para el flujo de calor latente

	Serie de tiempo en puntos representativos de la cuenca					Serie de tiempo de la función		
	MOS	DAR	GUA	NOR	CHO	FEO 1	FEO 2	FEO 3
OLR	0,54	0,58	0,09	0,40	0,56	-0,38	0,06	-0,23
SUR	-0,47	-0,59	-0,21	-0,48	-0,67	0,39	0,10	0,23
CLLJ	-0,34	-0,41	0,19	-0,16	-0,36	0,09	-0,06	0,23

El paso de la ZCIT representado por la OLR presentó correlaciones significativas con el flujo de calor latente en las regiones de Mosquitos ($r=0,54$), Darién ($0,58$) y Chorro ($r=0,56$) lo cual sugiere la relación directa entre dicho tránsito y la magnitud del flujo en la cuenta. Las principales correlaciones se registraron entre procesos oceanográficos y meteorológicos y el flujo en algunos puntos representativos y en menor medida con las FEOs.

CONCLUSIONES

En cuanto a la variabilidad de procesos oceanográficos y meteorológicos y su relación con los flujos de calor y momento en la cuenca, se concluye lo siguiente:

En promedio, la TSM presentó homogeneidad espacial al occidente de 80°W . La zona que mostró menor TSM con respecto al resto de la cuenca fue la Guajira, donde se evidenció el fenómeno de la surgencia. En contraste, la TSM relativamente más alta se registró en las aguas del sur de la cuenca cerca a Panamá y al Golfo de Urabá. Su mayor variabilidad se registró en la Guajira, mientras que en el resto de la cuenca la desviación fue menor.

La temperatura del aire, tanto en su distribución espacial como en su variabilidad mostró un comportamiento notablemente diferente a la TSM. El gradiente promedio en esta variable fue principalmente meridional. Adicionalmente, en el centro de la cuenca estuvo ubicada la zona de mayor gradiente vertical de temperaturas a lo largo del año. Por otra parte, la humedad específica del aire tuvo una distribución similar a la de la temperatura del aire.

En cuanto al flujo de momento, su magnitud promedio en el área comprendida entre 11°N - 13°N y 74°W - 76°W fue notablemente mayor que en el resto de la cuenca, reflejando la influencia directa del chorro de baja altura del Caribe. La mayor variabilidad temporal se registró en la zona de influencia del CLLJ y hacia el noreste de la cuenca. Con respecto a los procesos oceanográficos y meteorológicos, tanto la OLR como las variables SUR y CLLJ presentaron correlaciones significativas con la primera FEO del flujo de momento. En particular, la migración de la ZCIT medida a través de la variabilidad de la OLR tuvo correlación significativa con la primera FEO de este flujo.

Este estudio también consideró la respuesta dinámica de las aguas ante el flujo de momento. Al norte de la cuenca, el rotor del esfuerzo de viento se reflejó en velocidades relativamente bajas de succión de Ekman, mientras que hacia el sur se registró bombeo. El transporte de Ekman presentó una distribución similar a la de la succión y bombeo, especialmente su variabilidad estacional. El análisis conjunto entre los mapas mensuales del bombeo y transporte permitió también identificar que los valores máximos relativos de ambas variables ocurren simultáneamente entre diciembre y febrero, lo que sugiere su relación con el primer máximo estacional del CLLJ.

Con respecto a la transferencia de calor en la cuenca, los mapas promedio del flujo de calor sensible muestran dos núcleos, uno sobre 13°N , 77°W y otro en la zona de surgencia de la Guajira (13.75°N , 73.75°W aproximadamente) donde el aire transfirió calor a la superficie del océano. En contraste, hacia el suroeste de la cuenca el flujo de calor sensible fue significativamente mayor. Lo anterior puede estar asociado a la posible acumulación de calor en una capa delgada de agua sobre el Golfo del Darién, como ha sido reportado por otros autores. En lo que respecta a la variabilidad temporal, los mayores valores se registraron en la zona de surgencia de la Guajira, lo cual indica que las aguas de esta zona presentaron un ciclo de absorción y liberación de calor sensible a lo largo del año. La transferencia de calor por conducción en la cuenca está gobernada principalmente por la heterogeneidad espacial de los gradientes verticales de temperatura y en menor medida por el viento superficial. Asimismo, los resultados sugieren que la transferencia de calor sensible estuvo modulada por la segunda época de lluvias del año, principalmente entre Septiembre y Noviembre.

El flujo de calor latente estuvo influenciado principalmente por el viento. Este flujo fue considerablemente mayor al noreste del área de estudio, coincidiendo con la ubicación del CLLJ a lo largo del año y su gradiente espacial fue principalmente meridional. En particular entre enero y agosto, la conducción de calor se dio principalmente del aire hacia el océano. El ciclo anual de este flujo reflejó la clara influencia del flujo de momento en su magnitud. Al igual que en el caso del viento en superficie, los valores máximos en el flujo de calor latente fueron registrados en el área de influencia del CLLJ.

BIBLIOGRAFIA

- Agudelo, P., Restrepo, A., Molares, R., Tejada, C., Torres, R., & Osorio, A. (2006). Determinación del clima de oleaje medio y extremal en el caribe colombiano. *Boletín Científico CIOH*, 23: 33-45.
- Alexander, M., & Scott, J. (1997). Surface Flux Variability over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 2963-2978.
- Andrade, C. (2009). Variaciones temporales termo-halinas en la Cuenca de Colombia. *Boletín Científico CIOH*, 27:8-21.
- Andrade, C. (2009). Variaciones temporales termo-halinas en la Cuenca de Colombia. *Boletín Científico CIOH*, 27:8-21.
- Andrade, C., & Barton, E. (2005). The Guajira Upwelling system. *Continental Shelf Research*, 25: 1003–1022.
- Anduckia, J. (2006). *Estudio de la Temperatura de la Capa Delgada en la interfaz Océano-Atmósfera mediante observaciones de campo en el Mar Caribe*. Bogota: Tesis de Maestría en Ciencias - Meteorología. Universidad Nacional de Colombia.
- Anduckia, J. (2006). *Estudio de la temperatura de la capa delgada en la interfaz Oceano-Atmosfera mediante observaciones de campo en el Mar Caribe. Tesis de Maestría en Ciencias - Meteorología*. Bogota: Universidad Nacional de Colombia - Sede Bogotá.
- Berry, D., & Kent, E. (Mayo 2009). A new air-sea interaction gridded dataset from ICOADS with uncertainty estimates. *Bulletin of the American Meteorological Society* , 645-656.
- Bourassa, M., Gille, S., Jackson, D., Roberts, J., & Wick, G. (2010). Ocean Winds and Turbulent Air-Sea Fluxes inferred from remote sensing. *Oceanography*.
- Bowden, K. (1983). *Physical Oceanography of Coastal Waters*. CRC Marine Science.
- Brillinger, D. (1974). *Time Series : Data Analysis and Theory*. Holt McDougal.
- Brunke, M., Fairall, C., Zeng, R., Eymard, L., & Curry, J. (2003). Which bulk Aerodynamic Algorithms are Least Problematic in Computing Ocean Surface Turbulent Fluxes? *Journal of Climate* (16), 619-635.
- Cavaleri, L., Fox-Kemper, B., & Hemer, M. (2012). Wind-waves in the coupled climate system. *Bulletin of the American Meteorological Society*(170), 1-26.
- Cengel, Y. (2008). *Introduction to Thermodynamics and Heat Transfer. Second Edition*. Mc Graw Hill.

- Cushman-Roisin, B., & Beckers, J. (2011). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical aspects*. Academic Press.
- Da Silva, A., Young, C., & Levitus, S. (1994). *Atlas of Surface Marine Data. Volume 1: Algorithms and Procedures*. Department of Commerce. NOAA, NESDIS.
- Diaz, D., & Villegas, N. (2009). *Relación de Distribución de Clorofila A y de las Zonas de Surgencia de la Cuenca del Pacífico Colombiano con la Migración de la Zona de Convergencia Intertropical*. Bogota: Universidad Nacional de Colombia.
- Dijkstra, H. (2008). *Dynamical Oceanography*. Springer.
- Emery, W., & Thomson, R. (2004). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography, Second Edition*. Elsevier.
- Emmanuel, K. (2007). Environmental Factors Affecting Tropical Cyclone Power Dissipation. *Journal of Climate*, 20, 5497-5509.
- Fairall, C., Banner, M., Peirson, W., Asher, W., & Morison, R. (2009). Investigation of the physical scaling of sea spray spume droplet production. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, C10001.
- Friehe, C., & Schmitt, K. (1976). Parameterization of Air-Sea Interface Fluxes of Sensible Heat and Moisture by the Bulk Aerodynamic Formulas. *Journal of Physical Oceanography*, 801-809.
- García-Nava, H. (2011). *Efecto del Oleaje en la Capa Límite Marina*. Tesis Doctoral. Centro de Investigaciones Científicas y Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE).
- Hsu, S. (1988). *Coastal Meteorology*. Academic Press.
- Jones, I., & Toba, Y. (2001). *Wind Stress over the Ocean*. Cambridge University Press.
- Kaihatu, J., Handler, R., Marmorino, G., & Shay, L. (1998). Empirical Orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using complex and real vector methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 927-941.
- Kallberg, P., & Berrisford, P. (2005). *ERA-40 Atlas, European Centre for Medium Range Weather Forecasts*.
- Kumar, A., Zhang, L., & Wang, W. (2013). Sea Surface Temperature–Precipitation Relationship in Different Reanalyses. *Monthly Weather Review*, 141, 1118–1123.
- Luis, A., Isoguchi, O., & Kawamura, H. (2006). Characteristic patterns of QuikScat-based wind stress and turbulent heat flux in the tropical Indian Ocean. *Remote Sensing of the Environment* 103, 398-407.
- Lynch, A., & Cassano, J. (2006). *Applied Atmospheric Dynamics*. John Wiley and Sons.

- Málikov, I. (2010). Asesoría 00005. Informe Final de Gestión. Comisión Colombiana del Océano CCO. *Secretaría Ejecutiva. Bogotá.*, 53p.
- Mann, K., & Lazier, J. (2006). *Dynamics of Marine Ecosystems. Physical-Biological Interactions in the Oceans*. Blackwell Publishing.
- Mueller, J., & Veron, F. (2010). A Lagrangian stochastic model for sea spray evaporation in the atmospheric marine boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*, 135-152.
- Ocampo-Torres, F., García-Nava, H., Durazo, R., Osuna, P., Díaz-Mendez, G., & Graber, H. (2010). The INTOA Experiment: A Study of Ocean-Atmosphere Interactions under moderate to Strong offshore winds and opposing swell conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico . *Boundary Layer Meteorology*, 433-451.
- Olsen, A., Triñanes, J., & Wanninkhof, R. (2004). Sea-air flux of CO₂ in the Caribbean Sea estimated using in situ and remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 89: 309–325.
- Ortiz-Royero, J. (2007). Huracanes y Tormentas tropicales en el Mar Caribe Colombiano desde 1900. *Boletín Científico CIOH*, (25):54-60.
- Ortiz-Royero, J. (2012). Exposure of the Colombian Caribbean coast, including San Andres Island, to tropical storms and hurricanes, 1900-2010. *Natural Hazards*, 61:815–827.
- Peña, D. (2002). *Análisis de Datos Multivariantes*. [Sin editorial].
- Perez-Santos, I., & Schneider, W. (2010). *Oceanografía de la Cuenca de Yucatán, Mar Caribe: Implicaciones dinámicas, observaciones y modelos numéricos*. Editorial Academia Española, ISBN: 978-3-8454-9263-6, 148 pp.
- Perez-Santos, I., Schneider, W., Sobarzo, M., Montoya-Sánchez, R., Valle-Levinson, A., & Garcés-Vargas, J. (2011). Surface wind variability and its implications for the Yucatan basin-Caribbean Sea dynamics. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2010JC006292.
- Petus, C., García-Valencia, C., Thomas, Y., Sierra, P., & Cesaraccio, M. (2008). *Variabilidad intra e interanual de la surgencia de la Guajira, Colombia*. Recuperado el Septiembre de 2012, de http://siam.invemar.org.co/siam/docs/descargas/poster/10.SURGENCIARguajira_Poster_COLACMAR2007_5.pdf
- Risien, C., & Chelton, D. (2008). A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data. *Journal of Physical Oceanography* (38), 2379-2413.
- Rodríguez, L. (2011). *Identificación de zonas homogéneas en la interfase mar aire del mar Caribe Colombiano*. Bogota: Universidad Nacional de Colombia.
- Rodríguez, L. (2011). *Identificación de Zonas Homogéneas en la Interfase Mar-Aire del Mar Caribe Colombiano y relación entre la variabilidad de parámetros oceánicos y atmosféricos de*

algunos puntos representativos de estas zonas y la Oscilación del Atlántico norte. . Bogota:
Tesis de Maestría en Ciencias - Meteorología. Universidad Nacional de Colombia.

- Roll, H. (1965). *Physics of the Marine Atmosphere*. Academic Press.
- Ruiz-Ochoa, M., & Bernal, G. (2009). Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, Mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (20):7-20.
- Ruiz-Ochoa, M., Beier, E., Bernal, G., & Barton, E. (2012). Sea surface temperature variability in the Colombian Basin, Caribbean Sea. *Deep Sea Research I*, 64: 43-53.
- Salby, M. (1996). *Fundamentals of Atmospheric Physics*. Elsevier.
- Schuenemeyer, J., & Drew, L. (2011). *Statistics for Earth and Environmental Scientists*. Wiley.
- Serway, R., & Jewett, J. (2013). *Physics for Scientists and Engineers*. Brooks/Cole.
- Soloviev, A., & Lukas, R. (2010). Effects of Bubbles and Sea Spray on Air-Sea Exchanges in Hurricane Conditions. *Boundary Layer Meteorology*, 365-376.
- Soto-Mardones, L., Marinone, S., & Parés-Sierra, A. (1999). Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 25. 1-30.
- Stensrud, D. (1996). Importance of Low-Level Jets to Climate. *Journal of Climate* 9, 1698-1711.
- Stewart, R. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*. Texas A&M University.
- Stull, R. (2006). The Atmospheric Boundary Layer. En J. Wallace , & P. Hobbes, *Atmospheric Science And Introductory Survey* (pág. 505). Elsevier.
- Susanto, R., Gordon, A., & Zheng, Q. (2001). Upwelling along the coasts of Java and its relation to ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28. 1599-1602.
- Susskind, J., Molnar, G., & Iredell, L. (2011). Contributions to Climate Research Using the AIRS Science Team Version-5 Products. *N.A.*
- Tomczak, M., & Godfrey, J. (2005). *Regional Oceanography: An introduction*. Pergamon.
- Uppala, S., Kallberg, P., & Simmons, A. (2005). The ERA-40 Reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 612: 2961-3012.
- Veron, F., Melville, W., & Lenain, L. (2007). Wave-coherent Air-Sea Heat Flux. *Journal of Physical Oceanography*, 788-802.
- Wang, C. (2007-29). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 411-422.
- Wang, C., & Enfield, D. (2001). The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters* 28, 1635-1638.

- Wang, C., & Lee, S. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2006GL028579.
- Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier.
- Yelland, M., & Taylor, P. (1996). Wind stress measurements from the Open Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 541-558.
- Young-Heong, J., Xiao-Hai, Y., Jiayi, P., W. Timothy, L., & Ming-Xia, H. (2004). Sensible and latent heat flux in the tropical Pacific from satellite multi-sensor data. *Remote Sensing of Environment*, 166-177.